



REDON

La carte géologique à 1/50 000
REDON est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
au nord : REDON (N° 90)
au sud : ST-NAZAIRE (N° 104)

Malestroit	La Gacilly	Bain-de-Bretagne
Questembert	REDON	Nozay
La Roche-Bernard	Savenay	Nort-s-Erdre

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

REDON

Pays de Vilaine



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE ET DE LA RECHERCHE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex - France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
REDON A 1/50 000**

par
J. FOURNIGUET et F. TRAUTMANN

1985

SOMMAIRE

INTRODUCTION	
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	5
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	5
DESCRIPTION DES TERRAINS	
<i>ROCHES SÉDIMENTAIRES</i>	7
Formations protérozoïques	7
Formations paléozoïques	7
– <i>Synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes</i>	7
– <i>Anticlinorium de Lanvaux</i>	9
– <i>Synclinal de Redon - Anticlinorium d'Allaire</i>	11
– <i>Synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire</i>	14
Formations tertiaires	18
Formations quaternaires	24
<i>ROCHES MÉTAMORPHIQUES</i>	30
<i>ROCHES VOLCANIQUES</i>	31
<i>ROCHES PLUTONIQUES</i>	33
<i>ROCHES FILONIENNES</i>	36
PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES	
<i>GÉOLOGIE STRUCTURALE</i>	36
<i>MÉTAMORPHISME</i>	39
<i>RELATIONS ENTRE MÉTAMORPHISME ET DÉFORMATION</i>	39
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	40
<i>RESSOURCES MINÉRALES ET CARRIÈRES</i>	42
OCCUPATION HUMAINE DU SOL	48
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	
<i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	49
<i>LISTE BIBLIOGRAPHIQUE</i>	52
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	58
AUTEURS DE LA NOTICE	58
ANNEXE : <i>ANALYSES CHIMIQUES</i>	59
<i>COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES</i>	60

INTRODUCTION

PRÉSENTATION DE LA CARTE

Le territoire couvert par la feuille Redon est situé en pays gallo (*), aux confins des départements du Morbihan, d'Ille-et-Vilaine et de Loire-Atlantique, dans une région correspondant aux Pays de Vilaine.

Cette région présente l'aspect d'un vaste plateau dont l'altitude ne dépasse pas les 75 m, incliné vers l'Atlantique et parcouru par de faibles ondulations.

Le trait géographique dominant est constitué par la convergence de la Vilaine et de ses affluents, le Don, l'Oust, l'Arz et l'Isac. Les rivières coulent en un tracé en baïonnettes d'une dépression à l'autre par d'étroits passages en cluses au travers des crêtes appalachiennes, traduisant l'antécédence du réseau hydrographique actuel. Dans les dépressions d'origine tectonique, les vallées s'élargissent et développent un paysage extrêmement plat de marais temporaires, notamment aux alentours de Redon.

L'importance des granites est ici très réduite : terminaisons de la ride de Lanvaux, que l'Oust franchit en une cluse spectaculaire à l'Île-aux-Pies et du massif de Questembert—Allaire qui s'arrête brutalement au niveau de la Vilaine.

La diversité du sous-sol et du climat (océanique à caractère continental ou méridional), l'action humaine ont marqué la végétation. Sur les crêtes (grées (**)) schisteuses ou granitiques, la lande domine avec ses bruyères, ses ajoncs et ses genêts. La végétation arboricole (châtaigniers et pins maritimes) a été introduite par l'Homme au XIX^e siècle.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Protérozoïque

Les terrains de la région de Saint-Dolay sur lesquels reposent les formations paléozoïques sont attribués hypothétiquement au Briovérien moyen et supérieur (C. Barrois, P. Pruvost, 1938).

Certains faciès faiblement affectés par le métamorphisme permettent de reconnaître quelques caractères sédimentaires originels : siltites fines ou grossières, souvent finement rubanées (lamines), grès séricitiques. Ces dépôts ont un caractère épicontinental et sont analogues à ceux du Paléozoïque. Aucune discordance ne marquant le passage au Grès armoricain, on ne peut exclure un âge cambro-trémadocien pour ces formations.

Par contre, une partie des terrains encaissant le granite des landes de Lanvaux pourrait appartenir au Protérozoïque : certains faciès présentent beaucoup d'analogies avec le Briovérien de Bretagne centrale. Le poudingue du Dreneux représenterait un Cambro-Trémadoc régressif lié à la mise en place du granite de Lanvaux. Le caractère immature des sédiments, la présence d'éléments d'origine volcanique indiquent un milieu marin peu profond sous influence volcanique, peut-être contemporain du Cambrien de la région de Réminiac.

(*) du nom du patois parlé en Haute-Bretagne.

(**) en Pays gallo, le terme *grée* désigne une hauteur le plus souvent inculte.

Paléozoïque

A l'Arénigien, les sédiments, sans être vraiment transgressifs, ont un net caractère littoral surtout entre Guenrouet et Saint-Dolay. L'Arénigien est très réduit aux abords de la ride de Lanvaux où l'on ne constate pas de différence notable dans les conditions de sédimentation du Cambrien à l'Arénigien.

Au Sud, vers Sévérac, les grès armoricains passent progressivement à des schistes à faciès subardoisier. Du Llanvirnien jusqu'au Caradocien, la sédimentation passe du domaine marin littoral au domaine marin épicontinental.

Les conditions paléogéographiques se modifient progressivement à partir du Caradocien où les sédiments terrigènes grossiers réapparaissent ; les faciès littoraux du grès de Redon peuvent représenter tout l'Ordovicien supérieur jusqu'au Llandovérien inférieur.

Au Llandovérien, des sédiments lagunaires (ampélites à Graptolites, phtanites) alternent avec des grès ; des schistes à intercalations de roches volcaniques et volcano-sédimentaires, un ou plusieurs bancs de grès feuilletés poursuivent la série silurienne, peut-être jusqu'au Ludlowien ?

En définitive, la série paléozoïque est localement transgressive à l'Ordovicien inférieur, cette tendance pouvant continuer jusqu'au Caradocien. Au Llandovérien, le milieu de sédimentation reste marin peu profond, de type littoral parfois lagunaire.

Le volcanisme s'est mis en place en bordure d'une croûte continentale amincie dès l'Ordovicien supérieur, initiation précoce de la zone broyée sud-armoricaïne (B. Pivette, 1978). Ces caractères subsistent jusqu'au Silurien moyen, terme le plus élevé de la série paléozoïque dans la région de Redon.

L'orogène hercynien a structuré la région en donnant des plis droits, localement déversés, faillés. Les cisaillements NW—SE sont postérieurs aux plissements. Ce sont par exemple : la faille sub-directionnelle de Malestroît—Angers, la cataclase du granite des landes de Lanvaux ainsi que la zone broyée sud-armoricaïne qui affecte le leucogranite d'Allaire.

Une phase de fracturation sub-méridienne tardi-hercynienne décale les structures antérieures : de grands linéaments matérialisent des effondrements à l'origine du fossé de la Vilaine, à l'aval de Redon. Des rejeux tardifs syn- à post-pliocènes de fractures se manifestent localement.

Pliocène

Des sondages ont permis de reconnaître la position subordonnée des sables jaunes par rapport aux argiles à faune typiquement redonienne à Saint-Jean-la-Poterie. D'autre part, plusieurs autres formations sablo-graveleuses ont été rapportées au Pliocène, suggérant des apports terrigènes importants pénécotemporains de la régression ou postérieurs, mais, dans ce cas, se différenciant nettement des alluvions pléistocènes.

Quaternaire

L'absence totale d'outils préhistoriques trouvés en contexte ne permet pas une datation précise du système de formations alluviales emboîtées au-dessus du val holocène de la Vilaine. Les terrasses ont donc été distinguées en deux groupes, en fonction de certains critères relatifs (altitudes, sédimentologie,

degré d'altération pédogénétique). On note toutefois la présence de blocs volumineux de grès paléozoïques dans les alluvions de la terrasse Fx_b de Saint-Perreux, vraisemblablement transportés par radeaux de glace.

Les deux familles d'alluvions sont attribuées au Pléistocène.

Les vals de la Vilaine et de ses principaux affluents sont comblés par des sédiments marins holocènes dont la phase ultime de dépôt se situe du Boréal à la période actuelle (Subatlantique). En amont, les vases estuariennes sont relayées par des alluvions fluviales.

DESCRIPTION DES TERRAINS

ROCHES SÉDIMENTAIRES

Formations protérozoïques

b-01ξ, b-01χ. **Briovérien à Trémadocien ? Micaschistes et quartzites** (puissance non évaluée). Les terrains attribués au Briovérien par C. Barrois et P. Pruvost (1938) sont constitués dans la région de Saint-Dolay, par des micaschistes de couleur sombre (b-01ξ), donnant par altération des sols très noirs et affleurants très rarement (Lande des Credan en Saint-Dolay).

Il s'agit de micaschistes à lits de quartz et de phyllites (muscovite + chlorite). Des minéraux opaques abondants (ilménite ?) se présentent en lamelles orientées dans la schistosité ; quelques rares taches pourraient correspondre à des fantômes d'andalousite. Localement, on observe des grès séricitiques feuilletés jaunâtres (b-01χ) à la Noé en Saint-Dolay : ces faciès sont tout à fait analogues à ceux que l'on rencontre dans la Formation silurienne de Fégréac.

P. Jegouzo (1973) inclut ces micaschistes dans le Groupe des schistes cristallins septentrionaux et n'exclut pas la possibilité, pour une partie d'entre eux, d'un âge paléozoïque. L'absence de discordance tectonique, les analogies des caractères structuraux entre les schistes cristallins et le Paléozoïque inférieur obligent à envisager une lacune sédimentaire comprenant le Cambrien et le Trémadoc si l'on considère ces schistes comme briovériens. Par contre, si l'on envisage une continuité de sédimentation entre les micaschistes briovériens et le Paléozoïque, il faut admettre que les schistes cristallins septentrionaux correspondent *pro parte* à un Cambro-Trémadoc mal caractérisé, ce qui, jusqu'à présent, n'a jamais été décrit au Sud de la ride de Lanvaux (P. Pruvost, 1959 et C. Le Corre, 1977).

Les phtanites vus par C. Barrois (1938, 1897) n'ont pas été retrouvés.

Formations paléozoïques

Synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes

Cette unité structurale constitue le prolongement oriental du synclinal de Malestroit (J. Plaine, 1981). Le flanc nord du synclinal apparaît à peine dans l'angle nord-est de la feuille et l'on ne peut suivre cette unité que sur quelques kilomètres, de Brain-sur-Vilaine au hameau de la Mélinais. Ce petit synclinal, dont le flanc sud est limité par la faille directionnelle Malestroit—Angers ne

représente en fait qu'un élément d'une structure synclinoriale qui ne se développe vraiment qu'au Sud de Châteaubriant (*).

La série sédimentaire de cette unité est tout à fait analogue aux différents termes des synclinaux du Sud de Rennes (F. Kerforne, 1922) ; néanmoins, dans les limites de la feuille Redon, la série ne débute qu'à l'Ordovicien moyen.

La succession lithologique comprend depuis la base les formations des Schistes d'Angers (Llanvirnien—Llandeilien), des Grès du Châtellier (Caradocien inférieur), puis des alternances silto-gréseuses assimilables aux Schistes de Riadan (Caradocien supérieur—Ashgillien) surmontées par des grès et quartzites durs (Quartzites de Bois-Menet, cf. C. Babin, 1958) que l'on peut attribuer au Llandovérien inférieur.

Le cœur du synclinal est occupé par une série de siltites gréseuses ferrugineuses à rares niveaux de phtanites (Schistes de la Haillerais), débutant par des grès jaunes à fantômes de pyrite. C. Babin (1958) situe cette série dans le Silurien (Llandovérien supérieur—Ludlowien ?).

03-4. Llanvirnien—Llandeilien. Schistes d'Angers (puissance : 100 m). Les schistes de cette formation ne sont visibles qu'en « pierres volantes » dans les labours de l'angle nord-est de la carte ; de meilleurs affleurements situés sur le territoire des cartes voisines, à Amezeul et à l'Abbaye en Pierric, permettent de distinguer deux faciès : à la base, des schistes ardoisiers bleu-noir représentant le Llanvirnien, au sommet, des schistes grossiers micacés à nodules fossilifères contenant des Trilobites déformés (*Neseuretus tristani* Brong.) du Llandeilien (gisement d'Amezeul signalé par C. Babin, 1958).

05a. Caradocien inférieur. Grès du Châtellier (puissance : 20 m). Ce sont des grès jaunâtres à verdâtres tendres en petits bancs alternant avec de minces passées silteuses. Ce niveau, très altérable, n'est visible que dans un chemin creux au Nord du hameau des Roches. C. Babin (1958) hésite à assimiler ces grès aux Grès du Châtellier et les appelle prudemment « grès de la Morinais ».

05b-6. Caradocien supérieur—Ashgillien. Schistes de Riadan (puissance : 10-15 m). Très difficiles à observer dans ce secteur, ils sont situés au-dessus des Grès du Châtellier. Ce sont des schistes argileux fins rouges ou verdâtres constitués de grains de silt et de lits de muscovite détritique dans une matrice phyllito-ferrugineuse à muscovite et chlorite, et grains d'oxydes. On peut les observer le long du chemin descendant de la Buffardais à l'Abbaye.

S_{1a}G, S_{1a}χ. Llandovérien inférieur. Grès et quartzites de Bois-Menet (puissance : environ 30 m). Ces grès présentent beaucoup d'analogies avec les grès de Redon. La partie inférieure se compose de grès jaunâtres à rosâtres (S_{1a}G), psammitiques, en petits bancs décimétriques passant insensiblement à des quartzites (S_{1a}χ) bien observables dans le parc du château de Beaulieu à Beslé. Ces bancs de quartzites, quelquefois lardés de filonnets de quartz, arment la grée de Beslé. La roche est constituée de grains de quartz jointifs équigranulaires à extinction roulante. On note la présence de zircons roulés et cassés, de muscovite détritique, de rares plagioclases (oligoclases ?) frais et de fragments de tourmaline altérée.

C. Babin (1958) les associait aux Grès culminants du Valentien cf. Llandoverly tandis que R. Gourden (1958) leur attribuait un âge Caradoc—Valentien (forma-

(*) En réalité, le synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes est le flanc nord inverse du pli anticlinal faillé de Lanvaux dont le déversement vers le Nord est lié à une réactivation hercynienne (C. Le Corre, 1978).

tion de Bois-Neuf). Pour J. Plaine (1981), ces formations pourraient correspondre au Llandovérien inférieur et seraient équivalentes à la Formation de Gandouin.

S1b-3. Llandovérien supérieur—Ludlowien. Schistes de la Haillerais (puissance : > 280 m). Aux quartzites de Bois-Menet succèdent des schistes à passées phanitiques (Ph) avec des petits bancs d'un grès jaunâtre tendre (G), séricitique à fantômes de pyrite, très altéré et donc difficile à cartographier ; il s'ensuit une répartition géographique irrégulière de ce grès. Les schistes sont jaunâtres en général, parfois gris verdâtre, pouvant devenir ardoisiers localement et se confondre avec les Schistes d'Angers ; ils présentent néanmoins une schistosité plus fruste. Ils s'altèrent en une argile bariolée sur 2 à 3 m de profondeur. En lame mince, on observe des lamines irrégulières de séricitischiste et de siltite micacée à grain très fin ; des pigments opaques (ferrugineux associés à des chlorites) sont assez abondants. Cette formation est analogue à la Formation de Bois-Neuf définie par J. Plaine (1981) dans la région de Malestroit. L'indice de calcaire indiqué à Richebourg près Beslé par la 2^e édition de la feuille Redon à 1/80 000 (C. Barrois, P. Pruvost, 1983) n'a pas été retrouvé. Il semble qu'il en soit de même pour les autres gisements de la région de Renac (C. Babin, 1958).

Ces calcaires sont en fait des couches de carbonate de fer ou sidérite ; d'après toutes les observations faites sur d'anciens travaux miniers (O. Horon, 1961), les Schistes de la Haillerais contiendraient plusieurs couches de sidérite oxydée en surface et transformée en hématite. La plupart des anciens travaux n'auraient exploité que le chapeau de fer.

Anticlinorium de Lanvaux

Les terrains limités au Nord par la faille Malestroit—Angers et au Sud par la bande de schistes ardoisiers de Guéméné-Penfao constituent l'enveloppe du granite des landes de Lanvaux qui s'enfonce à l'Ouest de Sainte-Marie pour ne réapparaître qu'aux environs d'Angers.

b-02S, b-02G. Briovérien à Arénigien ? Groupe de Bains-sur-Oust (puissance : plus de 1 000 m ?). L'extension de la formation des Schistes et arkoses de Bains apparaît liée à l'axe granitique de Lanvaux (A. Faure-Muret, 1943 et 1944). La cartographie détaillée permet de différencier plusieurs faciès sans qu'il soit possible de tracer des limites avec précision. La position stratigraphique et l'âge de cette formation ne sont pas clairement établis. Les données radiochronologiques attribuent un âge cambro-silurien au granite de Lanvaux ; or, le granite est nettement intrusif dans le Groupe de Bains (J. Plaine, 1981).

Le Groupe de Bains comprend des zones à faciès silteux dominant, des zones à faciès gréseux séricitiques, quelques niveaux de microconglomérats interstratifiés et un niveau de poudingue feldspathique. Les contacts directs du Groupe de Bains avec les *siltstones* ardoisiers du Llanvirnien sont très rares à observer.

• **Les siltites (b-02S)** du Groupe de Bains sont des sédiments silico-ferrugineux à grain très fin affectés d'une bonne schistosité de flux ; ils sont constitués de grains de silt et de pigments ferrugineux opaques associés à des chlorites ferrifères. Sur le terrain, ces schistes ont un aspect bariolé lie-de-vin, jaune ou verdâtre ; ils sont très altérables et très difficilement observables en place.

- **Les faciès gréseux (b-02G)** sont plus abondants, mais tout aussi altérés. Ils contiennent de gros grains de quartz jointifs (1-3 mm) déformés, à extinction roulante, un peu étirés, cernés d'une fine pellicule ferrugineuse ; le ciment est silico-sériciteux très finement cristallisé. La roche contient des grains de lydienne polycristallins, quelques grands cristaux de pyrite oxydée automorphe et quelques zircons.

- **Les microconglomérats** sont en fait des faciès plus grossiers des grès séricitiques dans lesquels les quartz sont irréguliers à extinction roulante, mono- ou polycristallins, à golfes de corrosion (quartz rhyolitique). Ce fait était déjà connu par ailleurs (D. Berthé *et al.*, 1977). La matrice fine est composée de quartz et de séricite ; on y observe de petits galets d'une roche à grain fin (ancienne lave acide ?) et quelques zircons. Ce faciès peut être observé en place dans des trous situés à 250 m au Nord de la Garenne de Dreux (ou du Dreneux) en Sainte-Marie. Nous avons pu suivre cette formation dans les labours depuis le Nord de Guéméné-Penfao jusqu'aux abords de la cluse de l'Oust. Ces microconglomérats sont intraformationnels, comme l'a démontré J.-J. Chauvel (1960), et ne constituent pas une formation de base. On note toutefois qu'ils jalonnent l'axe de la ride de Lanvaux et se situent géométriquement sous les schistes ardoisiers du Llanvirnien.

- **Le poudingue feldspathique du Dreneux** (*cf.* la Garenne de Dreux), qui n'est qu'une différenciation plus grossière des microconglomérats interstratifiés, a été décrit par A. Faure-Muret (1944) qui le considérait comme le poudingue de base d'un Cambro-Arénién discordant sur le Briovérien. C'est une roche à éléments allongés (linéation d'étirement) formée de galets de quartz hétérométriques d'origine filonienne souvent brisés et recimentés, de fragments lithiques de schistes, de lydienes ; une phyllite (séricite ?) se répartit un peu partout dans la matrice, en amas. Dans le poudingue de Boro, au Sud-Est de Saint-Vincent-sur-Oust, la séricite serait remplacée par de la kaolinite. Nous n'avons pas trouvé de biotite de métamorphisme dans le poudingue du Dreneux (A. Demay, 1951).

Le « filon de microgranulite » dit de Timouy figuré sur les anciennes éditions de la carte Redon à 1/80 000, visible au bord du marais à 500 m à l'Est de la Boulais en Sainte-Marie est en fait une brèche de faille silicifiée polygénique. A la Boulais, c'est un mélange de quartz bréchique et de grès géodique hématisé soulignant un contact anormal entre un microconglomérat feldspathique au Sud et un ensemble gréso-schisteux au Nord ; la faille a une direction N 145° E et un pendage de 75° vers le Nord-Est. Cette brèche de faille se retrouve à 1 km plus au Nord (feuille Pipriac), au bord du marais près de Timouy où elle est formée d'une roche sédimentaire à grain fin constituée de quartz et de phyllites (muscovite et chlorite). La silicification est aussi importante et les géodes quartzzeuses sont remplies d'oxydes de fer (hématite). A Timouy, la brèche a une direction N 15° E et un pendage de 70° vers le Sud-Est. La liaison entre les deux affleurements n'a pu être établie. Une source pérenne coule au pied de la brèche de la Boulais. Le caractère de brèche de faille avait déjà été confirmé par A. Faure-Muret en 1944, qui la mettait en relation avec l'affaissement des marais de Gannel.

En définitive, on peut envisager un âge briovérien pour la partie inférieure silteuse du Groupe de Bains et un âge cambro-arénién pour la partie supérieure, comprenant le poudingue du Dreneux et les alternances silto-gréseuses. L'origine des éléments volcaniques des grès de Bains est peut-être en relation avec les éruptions acides cambriennes de Bretagne centrale. Faute de pouvoir séparer cartographiquement les deux séries, nous regroupons l'ensemble dans un Brio-Arénién b-02.

03-4a. **Llanvirnien—Llandeilien inférieur. Schistes ardoisiers inférieurs** (puissance : environ 100 m). Des schistes ardoisiers constituent la partie inférieure de la Formation de Rochefort-en-Terre, dans laquelle B. Pivette (1978) inclut les schistes de Saint-Perreux sans les distinguer des schistes ardoisiers.

Un Ordovicien moyen comprenant les deux termes Llanvirnien—Llandeilien a été caractérisé par C. Babin en 1958 *sur le flanc nord de l'anticlinorium de Lanvaux*. Ce niveau correspond à la Formation de Traveusot des synclinaux du Sud de Rennes (C. Babin *et al.*, 1976). On le suit depuis la Vivetais, dans l'angle nord-est de la feuille Redon jusqu'à Brain-sur-Vilaine et la Chapelle-Saint-Mélaine. Ces schistes bleu-noir sont jalonnés d'anciennes exploitations ardoisières situées généralement au sommet des buttes compartimentées par des fractures transverses (Grée de Beix, la Grenouillère).

La roche est une méta-argilite très homogène constituée entièrement de phyllites (muscovite + chlorite) en paillettes très fines ; il n'y a pratiquement pas de grains de quartz. La schistosité de flux est déformée par une schistosité de crénulation transversale. C'est dans ces schistes que fut exploité le stockwerk quartzeux aurifère de Beslé (F. Kerforne, 1910, 1921). Le gîte de Beslé est minéralisé en mispickel, pyrite et or. Il est en relation avec le grand accident hercynien Pointe du Raz—Angers. De la même manière, le gîte de la Chapelle-Saint-Mélaine, minéralisé en pyrite, mispickel, stibine, cassitérite, blende, galène, chalcopyrite, covellite et or est le prolongement du gîte de Beslé. Il est situé également dans les schistes ardoisiers, mais concerne aussi les grès et schistes de Bains.

La faune de ces schistes ardoisiers est rare et très déformée ; dans les déblais d'une ardoisière abandonnée située au Sud de la Fontaine en Beslé, on trouve quelques fragments de Trilobites indéterminables. A la butte de la Grenouillère, C. Babin (1958) a trouvé des Graptolites très déformés : *Didymograptus murchisoni* (Beck) et *Didymograptus stabilis* (Wood-Elles) caractérisant un niveau du Llanvirnien.

Sur le flanc sud de l'anticlinorium de Lanvaux, on retrouve les schistes à faciès plus ou moins ardoisier selon une bande relativement étroite que l'on suit depuis Guéméné-Penfao jusqu'à la vallée de l'Arz. Localement, les schistes sont perturbés par de nombreux filonnets de quartz dans les zones tectoniquement très déformées (Est de Guéméné, Port-Rolland près de Massérac, la Roche du Teil). Pétrographiquement, les schistes sont identiques à ceux du flanc nord ; on y observe néanmoins quelques passées pélitiques soulignant la stratification. A Port-Rolland, des lithoclastes à matériel quartzo-phylliteux recristallisé sont allongés dans le plan de la schistosité de flux. Des bandes ardoisières en fuseaux matérialisent les replis de l'anticlinorium de Lanvaux, on les observe à Massérac (Grée du Moulin), à la Métairie en la Chapelle-Saint-Mélaine et au Brulais en Sainte-Marie.

Le terme « schistes ardoisiers inférieurs » a été choisi afin d'éviter les confusions avec certains niveaux à faciès subardoisiers contenus dans les Schistes de Saint-Perreux ; ces faciès, très discrets au Sud de Guéméné, prennent un développement plus important vers l'Est, dans le secteur de Guénouvry (feuille Nozay).

Synclinal de Redon—Anticlinorium d'Allaire

Ces deux unités structurales présentant une lithostratigraphie commune, nous les avons regroupées dans le même paragraphe.

Le synclinal de Redon succède à l'anticlinorium de Lanvaux ; cette unité est composée d'une formation gréseuse (Grès de Redon) que l'érosion différentielle a mis en relief par rapport aux schistes qui l'encadrent.

Les schistes ardoisiers (O3-4a) de la bande de Guéméné-Penfao constituent le flanc sud de l'anticlinorium de Lanvaux et le flanc nord du synclinal de Redon. Entre les schistes ardoisiers et les schistes de Saint-Perreux, s'observe localement, à la faveur d'une charnière de pli, un banc de grès fin gris bleuâtre quartzique, visible au passage à niveau de la Filtière en Avessac. En l'absence de tout critère paléontologique, on ne peut que situer ce grès au niveau du Grès du Châtellier (Caradocien inférieur). Pourtant, ce grès n'est observable qu'en un seul point et de ce fait ne peut constituer un niveau repère valable ; on est donc conduit provisoirement à considérer les Schistes de Saint-Perreux comme un terme supérieur de l'Ordovicien moyen.

O3-4. Llanvirnien—Llandeilien supérieur. Schistes de Saint-Perreux (puissance : environ 75 m). Créé par C. Barrois en 1897, le terme « Schistes de Saint-Perreux » correspond pour cet auteur aux Schistes de Riadan à *Trinucleus*. Il ne les définit d'ailleurs pas à Saint-Perreux, mais à Saint-Nicolas-de-Redon, et les dissocie nettement des Schistes d'Angers. Dans toute l'étendue de la feuille Redon, ces schistes ont une couleur verte ou rouge et sont très altérés, contrairement aux schistes ardoisiers. Dans l'ensemble, cette formation est constituée de siltites et d'alternances silto-pélitiques passant vers le sommet aux Grès de Redon.

La tranchée SNCF, au Sud de Saint-Nicolas-de-Redon, que cite C. Barrois (1897) montre de beaux affleurements de siltites micacées à grains très fins constituées de grains de silt et de muscovite détritique dans une matrice quartzo-micacée (muscovite et chlorite) sans qu'il y ait séparation tranchée entre éléments et matrice ; la roche est finement litée. Les niveaux silteux renferment 30 à 50 % de quartz anguleux, la schistosité étant soulignée par des phyllites orientées. A 1 km à l'Ouest de Césélas, au Sud de Saint-Nicolas-de-Redon, un chemin descend du hameau du Verger vers le canal de Nantes à Brest : près de la voie ferrée, un affleurement montre un filon de puissance métrique d'une roche très altérée, à texture confuse, probablement microgrenue à l'origine ; dans une matrice silico-chloritique très sombre, on reconnaît de gros cristaux de quartz entourés d'une auréole de réaction et des fantômes d'une phyllite (biotite ?), ainsi que de rares fantômes de phénocristaux de phénocristaux ferruginisés. Il n'y a aucune trace de structure sédimentaire : il s'agit d'un lamprophyre très altéré, interstratifié dans les siltites gréseuses.

Des faciès de cendres et de tsfs volcaniques interstratifiés sont par ailleurs observables au sommet des Schistes de Saint-Perreux, au pied de la butte de la Close en Avessac, à l'embranchement de la route d'Avessac à Saint-Nicolas-de-Redon, en direction de la Provotaie : des niveaux de grès verdâtres à matrice détritique abondante parfois très fine, chloriteuse et séricitique contiennent des quartz anguleux à golfes de corrosion (quartz rhyolitiques) ainsi que quelques feldspaths alcalins maclés Carlsbad à inclusions vitreuses.

On constate donc l'apparition dans les Schistes de Saint-Perreux de manifestations volcaniques à volcano-sédimentaires préfigurant celles, beaucoup plus abondantes, de la série de Saint-Georges-sur-Loire.

Au Sud de Guéméné-Penfao, entre Saint-Stanislas et Tréfoux, on observe plusieurs concentrations de quartz filonien, associées à des niveaux de brèches (*br*) silicifiées que l'on suit plus ou moins dans les labours. Ce sont des brèches mylonitiques constituées d'une matrice finement écrasée (ultramylonite) embal-

lant des morceaux de quartz filonien déformés et fracturés ; on reconnaît parfois des fragments de microquartzites.

05-6. Caradocien—Ashgillien. Grès de Redon (puissance : 50 m ?). Aux alternances silto-gréseuses du sommet des Schistes de Saint-Perreux succède progressivement une formation gréseuse bien développée au Nord et à l'Est de Redon que C. Barrois et L. Bochet (1890) assimilaient aux Grès de Poligné, puis aux Grès d'Abbaretz et de Saint-Germain-sur-Ille (C. Barrois et P. Pruvost, 1938).

Ces grès sont bien observables dans de nombreuses carrières où on les exploite comme pierre de dallage lorsqu'ils sont pigmentés par les oxydes de fer (carrières du Pont en Avessac et de la Gériaïs) et stratifiés en petits bancs.

Le faciès le plus courant est un grès quartzitique isogranulaire à grains de quartz assez ronds plus ou moins jointifs ; le ciment peut être constitué par des matières ferrugineuses interstitielles associées à de la chlorite et de la muscovite détritique. On note la présence de grains de microquartzites, de zircons arrondis plus ou moins abondants, de tourmaline verte, de rutile, de cassitérite. La roche, en outre, présente souvent un aspect laminé.

Dans les carrières du Moulin Neuf en Avessac, les surfaces de bancs portent des « galets mous » ovales, centimétriques à décimétriques, constitués d'une fine poudre de silice ; on y observe aussi des stratifications obliques ainsi que des niveaux de microconglomérats (G). Ce dernier faciès est intraformationnel ; il est souvent assez bien lité.

C'est une arénite graveleuse essentiellement quartzeuse et hétérogranulaire. Elle est constituée de gros grains de quartz assez arrondis dans un ciment siliceux. Elle contient quelques galets de microquartzites.

Ces microconglomérats se retrouvent souvent sur le terrain, à proximité des bancs de quartzite durs, culminants, formant relief dans la topographie.

Du point de vue pétrographique, les Grès de Redon s'apparentent plus au membre inférieur de la Formation de Gandouin : Llandovery inférieur ? (J. Plaine, 1981) qu'aux Grès du Châtellier ; néanmoins, la position des Grès de Redon par rapport aux Schistes de Saint-Perreux (O3-4) oblige à les considérer, faute d'autres arguments, comme les représentants du Caradocien et de l'Ashgillien puisqu'aucune formation schisteuse ne leur succède immédiatement.

S1a. Llandovérien inférieur. Quartzites culminants (puissance : environ 19 m). Ils ne se distinguent des Grès de Redon que par leur aspect plus massif, des bancs plus épais sans interstrates et parce qu'ils sont souvent traversés par de nombreux filonnets de quartz. Ils sont toujours en position topographique culminante et présentent beaucoup d'analogies avec les Quartzites de Bois-Menet (S1a) du synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes et avec le membre supérieur de la Formation de Gandouin (S1a) du synclinal de Malestroit.

Ils sont constitués de grains de quartz anguleux, jointifs ; la matrice est peu abondante ; ils contiennent en outre des grains de phtanite et de zircon arrondis.

Leur attribution au Llandovérien inférieur (S1a) est basée sur la présence de phtanites et d'ampélites à Graptolites leur succédant immédiatement.

S1-2. Llandovérien—Wenlockien. Phtanites et ampélites. Les bandes de phtanites représentées sur les éditions successives de la carte Redon à 1/80 000 sont, en fait, des « charnières » discontinues et étroites de replis synclinaux ayant « piégé » et de ce fait préservé de l'érosion ces matériaux très altérables.

Ces phthanites sont des microquartzites montrant des alternances de niveaux sombres (graphite ?) à silice cryptocristalline et de minces lamines à quartz recristallisé plus grossier et fins minéraux phylliteux détritiques. A l'affleurement, les phthanites ont une couleur grise par altération. Un bon affleurement subsiste au pied du château d'eau de Saint-Nicolas-de-Redon. On y observe des phthanites bien lités et plissés reposant sur les Quartzites culminants visibles dans une ancienne carrière en contrebas. Les fossiles y sont très rares et en mauvais état : un gîte situé aux Quatre Routes en Avessac a livré un *Pristiograptus* (détermination de J. Roger).

A l'occasion des levés de la carte Redon, un nouveau gisement de Graptolites a été découvert par l'un de nous (C. Militon) en 1979, sur la rive gauche de la Vilaine, en contrebas du hameau d'Etriel, commune de Saint-Nicolas-de-Redon. La rectification des berges liée à l'aménagement des marais a rafraîchi les talus qui montrent, depuis Etriel jusqu'à la décharge de Redon, les schistes rouges de Saint-Perreux puis les grès plus ou moins pélitiques de Redon. Dans une charnière synclinale subsistent une dizaine de mètres de lydiennes noires ampélitiques finement litées à leur partie supérieure, localement très plissées et recristallisées. Ces lydiennes reposent en contact légèrement discordant sur des grès-quartzites gris à grains fins (Quartzites culminants). Les Graptolites pyritisés sont assez déformés et se trouvent en abondance à l'interface des lamines ; ce sont : *Monograptus priodon* (Bronn) s.l. et *Cyrtograptus* sp. (déterminations de B. Rickards). Ces espèces se répartissent du Llandoverien inférieur au Wenlockien inférieur (S1-2). A. Philippot (1950) plaçait d'ailleurs la faune des phthanites du synclinorium de Redon—Ancenis dans l'étage Valentien.

Synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire

La feuille Redon couvre une partie de la terminaison occidentale de cette grande unité structurale, dont les limites (surtout la limite nord) ont fait l'objet, selon les auteurs, de nombreuses fluctuations.

Le flanc nord du synclinorium est jalonné en profondeur par des écaillés granitiques successives ; leur présence est en effet décelée par des anomalies géophysiques à des profondeurs variant de — 250 à — 500 m (C. Weber, 1967).

Du point de vue sédimentologique, il n'y a pas de différence fondamentale entre le synclinorium de Saint-Georges et les autres unités structurales (B. Pivette, 1978) : on y retrouve les mêmes faciès, avec des appellations différentes qui traduisent les hésitations des géologues à admettre l'analogie des caractères des terrains paléozoïques de Bretagne du Sud avec ceux de Bretagne centrale.

Le synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire est limité, au Sud de la feuille Redon, par le repli anticlinal de Saint-Gildas-des-Bois à ossature protérozoïque (micaschistes à muscovite-chlorite). Il appartient au Domaine ligérien (J. Cogné, 1977) et plus précisément à l'aire synclinoriale Redon—Angers qui regroupe toutes les formations paléozoïques comprises entre la faille Malestroit—Angers et la zone broyée sud-armoricaine.

02. Arénigien. Formation du Grès armoricain (puissance : 255 m). Cette formation représente la base du Paléozoïque dans la partie sud de la carte. B. Pivette (1978) y a reconnu les trois membres classiques du Grès armoricain de Bretagne centrale :

— *membre du Grès armoricain inférieur*, puissant de 80 à 100 m, à 4 horizons ferrifères, bien exposé dans les carrières du Rocher en Saint-Dolay et de la Barillette en Sévérac : ce sont des grès en bancs décimétriques, à muscovite et zircon-rutile-tourmaline ; la matrice est composée de quartz, enrobé de chlorite, et de séricite. La carrière du Rocher montre des grès tectonisés à figures de courants (*ripple-marks*) entre lesquelles se sont concentrés des minéraux lourds (magnétite entre autres), il s'agit donc là d'un faciès de plage. Des grès micro-conglomératiques se rencontrent surtout à la partie supérieure de l'ensemble : ils contiennent un petit niveau de galets phosphatés à collophanite (B. Pivette, 1978). Signalons enfin la présence d'un niveau de chlorite (bavalite) dans la moitié supérieure de cet ensemble ;

— *membre de Congrier ou ensemble médian* (puissance 10 à 15 m), visible dans la carrière de la Barillette, constitué d'alternances schisto-gréseuses succédant à une zone de transition dans laquelle les niveaux microconglomératiques de l'ensemble basal s'enrichissent progressivement en matériel silteux : la matrice, essentiellement chloriteuse devient de plus en plus importante en volume, en même temps qu'apparaissent des lamines micacées. Les séricitischistes du membre de Congrier présentent un faciès plus ou moins ardoisier et peuvent être confondus, dans des secteurs structurellement complexes, avec les schistes ardoisiers inférieurs. Ce sont des schistes très fins constitués surtout de phyllites (muscovite) ; la stratification est soulignée par des lits de siltites, on y observe de nombreuses baguettes d'oxydes (ilménite, rutile) ;

— *membre du Grès armoricain supérieur ou ensemble terminal*. Puissant de 60 à 80 m, il est constitué de grès blancs riches en zircon-rutile-tourmaline. Les concentrations en zircon-rutile sont systématiquement associées au Grès armoricain supérieur (P. Faure, 1979), toutefois, il faut remarquer que les Grès de Redon en contiennent une faible proportion. Une petite concentration a été décelée dans le Grès armoricain, au Sud d'Allaire, près de Kernaven, par la mesure d'anomalies de radioactivité (B. Mulot, 1969).

L'ensemble des caractères sédimentologiques de la Formation du Grès armoricain indique des dépôts épicontinentaux de type intertidaux.

Les trois membres n'ont pas été distingués cartographiquement du fait de la faible épaisseur du membre de Congrier.

O3-4a. Llanvirnien—Llandeilien. Schistes ardoisiers inférieurs (puissance : 150 m environ). Par l'intermédiaire de quelques alternances schisto-gréseuses, cette formation succède rapidement au Grès armoricain. Le passage s'observe assez bien dans les fossés de la route de Saint-Dolay au pont de Cran (CD 114). L'ensemble inférieur est constitué de schistes fins et homogènes, bleutés à noirs, à débit ardoisier formant relief dans la topographie (moulin du Roho en Saint-Dolay). Ces schistes ardoisiers passent insensiblement à l'ensemble supérieur schisteux (Schistes de Saint-Perreux) par l'intermédiaire de silts argileux violacés. La séparation cartographique de ces deux ensembles en deux membres distincts est rendue possible grâce à des caractères pétrographiques assez différents. Cette distinction n'a pas de valeur stratigraphique, faute de fossiles, néanmoins on retrouve, sur le flanc sud du synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire, la même succession de lithofaciès que dans les autres unités.

O3-4. Llanvirnien—Llandeilien supérieur. Schistes de Saint-Perreux (puissance : 100 m). L'ensemble supérieur est constitué de siltites argileuses fines, présentant des teintes grises, vertes ou rouges le plus souvent. Des petits niveaux gréseux sont intercalés dans ces schistes qui sont par ailleurs très altérables et se présentent le plus souvent en surface sous la forme d'une argile

finement sableuse panachée. On retrouve dans cet ensemble des siltites plus ou moins grossières à lamines, avec une matrice de séricite-chlorite. On y observe quelques rares passées de phtanites alternant avec des schistes, en général vers la partie supérieure de la formation. Ces phtanites sont signalés à Trégouet en Plessé, dans la tranchée de l'oléoduc Donges—Vern (documents inédits L. Brunel, 1964).

05-S1a. Caradocien—Llandovérien inférieur. Grès de l'Eclys (puissance : 50 m). Créé par B. Pivette (1978, cette nouvelle appellation correspond aux Grès d'Abbaretz et aux Grès de Redon *pro parte*). Le passage est net entre les Schistes de Saint-Perreux (O3-4) et les Grès de l'Eclys, dont le type a été pris dans une carrière abandonnée sur le flanc nord de la butte de l'Eclys en Rieux, au Nord du hameau de Trévingat.

Les Grès de l'Eclys sont blanc jaunâtre à l'affleurement. Au microscope, ils présentent une structure en mosaïque, les quartz sont jointifs à extinction roulante, présentant quelquefois des sections cristallisées prise dans une matrice quartzreuse fine. Des films de séricite orientée matérialisent une schistosité. Au Rocher de la Vache en Sévérac, le Grès de l'Eclys est très silicifié et l'on y observe des fantômes centimétriques de nodules soulignant le plan de stratification.

S1b. Llandovérien supérieur. Phtanites et lydiennes (puissance indéterminée). Immédiatement au-dessus des Grès de l'Eclys, apparaissent des bancs de phtanites gris ou noirs, très plissés, n'ayant jusqu'à présent livré aucune faune. C'est par analogie avec le synclinal de Redon qu'un âge llandovérien supérieur leur est attribué.

Ces phtanites ont localement une grande extension cartographique due aux répétitions par plissements ; ils alternent fréquemment avec de petits niveaux gréseux ou schisteux. Dans les mêmes niveaux, A. Philippot (1950) signalait la présence de Graptolites plus à l'Est, à Vay, Malville, etc., correspondant au Llandovérien moyen et supérieur.

En lame mince, la roche est composée de silice (calcédoine) finement cristallisée, à structure engrenée. De nombreuses veinules de quartz recristallisé sur lesquelles se moule de la séricite parcourent la roche. La couleur grise est due à de la matière graphiteuse. C'est une chertite typique bien stratifiée localement ; le plus souvent, la roche est mylonitisée et recristallisée. Une petite carrière située tout près de la ferme Saint-Joseph en Plessé montre des phtanites gris lités et plissés. Localement, les phtanites prennent un aspect « jaspoïde » lorsque leur pigmentation est rouge sombre, comme à Laspé en Guéméné, où l'on trouve ce faciès en « pierres volantes » associées à des grès. Au microscope, la roche montre des structures colloïdales en reliques, du quartz diffus et recristallisé ; des minéraux en boules opaques pigmentés pourraient être des fantômes de Radiolaires. Cette roche présente plutôt un faciès de lydienne (Ly).

Les Grès de l'Eclys et les phtanites correspondent donc à la base de la série volcano-sédimentaire de Saint-Georges-sur-Loire. L'influence du volcanisme commence à se faire sentir dès l'Ordovicien moyen (quartz « rhyolitiques », niveaux de « cendres » et de tufs dans les Schistes de Saint-Perreux) puis au Llandovérien où des sédiments riches en silice (phtanites, lydiennes) sont associés à des faciès détritiques épicontinentaux.

S1b-3. Llandovérien supérieur—Ludlowien. Formation volcano-sédimentaire de Fégréac (puissance : plus de 150 m). La Formation de Fégréac succède aux Grès de l'Eclys et aux phtanites. Elle correspond à la majeure partie des Schistes et Grès d'Abbaretz (C. Barrois, 1897).

Elle est constituée de schistes dans lesquels sont intercalés des niveaux gréseux et grauwackeux. Une grande tranchée de la D 773 au Pont de l'Eau, au Sud du carrefour avec la R.N. 164, recoupe une série silteuse verdâtre à schistosité fruste. Au cœur de la formation, près de la Fontaine Saint-Joseph au Haut-Calan en Plessé, un affleurement montre des séricitischistes très fins ; le litage est marqué par des pigments opaques et des lits silteux. Les schistes de la Formation de Fégréac sont en général fins, tendres, beiges, verdâtres à violacés, chloriteux ; ils correspondent aux Schistes séricitiques de Nort (C. Barrois, 1897). Les schistes gréseux et les grauwackes sont caractérisés par la présence de feldspaths (albite) par exemple dans la tranchée SNCF à la Houssais en Sévérac, et de quartz à facture volcanique. Ces niveaux, interstratifiés dans les schistes, ne sont pas cartographiables ; on peut souligner toutefois que les feldspaths apparaissent immédiatement au-dessus des Grès de l'Eclis et des phanites. Le caractère immature des sédiments feldspathiques témoigne d'une activité volcanique dans les environs immédiats ou dans le bassin sédimentaire (B. Pivette, 1978).

La Formation de Fégréac contient des roches éruptives (rhyolites, tufs rhyolitiques, quartz-kératophyres et dolérites) dont il est difficile de dire si elles sont interstratifiées ou intrusives.

qtz. Les rhyolites et tufs rhyolitiques de Rieux se présentent sous la forme d'une bande allongée plus ou moins parallèle aux limites des formations sédimentaires sur le flanc nord du synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire. Sur le flanc sud, les « rhyolites » apparaissent sous forme d'une bande fractionnée par la tectonique hercynienne. L'âge radiochronologique des rhyolites de Rieux obtenu sur une isochrone (351 ± 10 M.A.) (*) leur donne un âge famennien (B. Pivette, 1978).

Ces datations n'expliquent ni le mode de mise en place des rhyolites, ni leur âge qui est sans doute rajeuni. Néanmoins, leur position stratigraphique à la base de la série de Saint-Georges est identique sur chaque flanc du synclinorium. Sur certains affleurements, les rhyolites ont une structure fluidale et sont intimement liées aux schistes encaissants (tranchée du château d'eau de Rieux).

Le mode de gisement de ces roches n'est donc pas tout à fait clairement établi : coulées d'âge silurien inférieur ou sills d'âge fini-dévonien.

K¹. Quartz-kératophyre. Outre le gisement de « porphyre andésitique » indiqué par C. Barrois (1897), près du lieu-dit l'Hôtel Saint-Denis au Nord de Fégréac, quelques rares affleurements de quartz-kératophyres ont été reconnus (Haute-Abbaye, la Péroglaie en Fégréac) ; il semble que ces roches soient interstratifiées dans les schistes siluriens.

ε¹. Dolérite. La découverte, au cours des levers (B. Pivette, 1978) d'une dolérite albitique au lieu-dit les Novettes en Fégréac remet en question l'idée généralement admise que les termes basiques sont exclusivement limités à la partie orientale du synclinorium. Sur le terrain, rien ne permet de définir le mode de gisement de la dolérite ; son encaissant est constitué par des schistes chloriteux et des quartzites séricitiques feuilletés.

Pour B. Pivette (1978), la Formation de Fégréac représente l'ensemble inférieur de la série de Saint-Georges-sur-Loire : schisto-gréseux avec faciès volcano-sédimentaires et phanites à Graptolites du Llandovérien. Enfin, il faut

(*) méthode Rb/Sr rapport isotopique initial : $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,7182 \pm 0,0017$ âge calculé avec la constante λ ^{87}Rb : $1,42 \cdot 10^{-11}$, an⁻¹.

souligner les analogies de caractères de la base de la série sédimentaire paléozoïque du synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire avec celles des terrains paléozoïques de Bretagne centrale. De part et d'autre de l'axe de Lanvaux, certaines différences sédimentaires apparaissent néanmoins au Caradocien, mais le fait commun reste la manifestation d'une activité volcanique (quartz à facture volcanique dans le synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes et faciès volcano-détritiques dans le synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire).

χ. Quartzites séricitiques. La définition de la limite supérieure de la Formation de Fégréac est intimement liée à la présence au cœur de la structure synclinale (environs de Fégréac) de plusieurs niveaux gréseux : les quartzites séricitiques de Fégréac (C. Barrois, 1896). Ce sont des grès feuilletés très recristallisés constitués de gros grains de quartz assez anguleux et peu déformés dans une matrice siliceuse fine riche en phyllites (mica blanc), les zircons sont assez fréquents ; le plan de débit principal correspond à une schistosité bien exprimée, ce qui donne un aspect feuilleté à la roche.

Les quartzites séricitiques constituent les termes les plus élevés de la Formation de Fégréac ; il est toutefois impossible de leur attribuer un âge.

Ph. Phtanites. Les leviers ont permis de cartographier plusieurs niveaux de grès emboîtés, séparés par des schistes homogènes et parfois encadrés par de rares niveaux de phtanites. Certains faciès volcaniques (dolérite des Novettes et rhyolite de la Milletière) leur sont plus ou moins associés.

Formations tertiaires

Formations pliocènes

Le Pliocène de Bretagne est classiquement subdivisé en deux termes : le Redonien, fossilifère, suivi de la Formation des sables rouges azoïques (S. Durand, 1980). Cette classification est généralement admise, sauf par Ph. Brebion (*in* C. Cavelier, 1981) qui accorde au Redonien un âge miocène supérieur.

Différentes formations de la feuille Redon ont été rapportées au Pliocène ; leurs relations mutuelles sont tantôt claires, tantôt hypothétiques, parfois inconnues. La dispersion des affleurements ne permet pas toujours d'établir des corrélatons certaines.

pG. Faciès graveleux. Ces dépôts correspondent à des matériaux riches en galets souvent quartzeux mais aussi quartzitiques, gréseux... de taille parfois forte (décimétrique), ainsi qu'à des conglomérats de débris anguleux de Paléozoïque. Les éléments oolithiques sont souvent altérés et pulvérulents. Des cimentations diagénétiques par les oxydes et hydroxydes de fer donnent naissance aux « roussards », grès et conglomérats très résistants (un ancien atelier de taille de meules dans ce matériau a été trouvé entre Gléré et Saint-Jean), parfois puissants (2 m dans la coupe de Gléré) et toujours situés à la base des coupes, au contact avec le substratum.

Souvent ces formations ne sont visibles qu'en pierres volantes et correspondent à une série résiduelle sur le substratum (la Lande au Nord-Ouest de Rieux, la Barre au Sud-Est de Théhillac).

pS. Faciès sableux. Ce faciès est le seul à correspondre aux « sables rouges » notés pb sur les cartes à 1/80 000. Ces dépôts sont les plus fréquents : sables homogènes et homométriques fins à moyens, souvent mal ou pas stratifiés ; leur teinte est jaune en sondage ou en coupe de carrière, passant au rouge dans les affleurements de surface (rubéfaction et décomposition des éléments lithiques). Les indurations par des concrétionnements ferrugineux sont exceptionnelles. La présence quasi constante de grains de glauconie confirme leur caractère marin (Y. Milon, 1929). Aucune trace de faune ou de flore n'y a été découverte malgré une recherche systématique. La fraction argileuse est à illite ($\approx 40\%$) et kaolinite ($\approx 60\%$). La base montre un enrichissement en graviers de quartz roulés et en petits galets, assurant une transition progressive du faciès graveleux pG au faciès sableux pS.

La puissance des dépôts est variable et due aussi bien au décapage post-dépôt qu'à l'irrégularité naturelle de la série : de moins de 1 m à plus de 22 m en sondage. A l'Ouest de Saint-Perreux, ils ne subsistent qu'à l'état résiduel (RpS).

pA. Faciès argileux. L'extension des faciès pliocènes argileux sur la feuille Redon est réduite et localisée. Il s'agit du gisement de Saint-Jean-la-Poterie connu depuis fort longtemps, de celui de Sévérac signalé par Vasseur (1891) et de quelques petits affleurements dispersés dont le synchronisme avec les précédents n'est pas établi.

Malgré d'actives recherches, la position exacte du gisement de Sévérac n'a pas pu être retrouvée, ce qui confirme sa très faible étendue. Il a néanmoins été figuré pour mémoire, d'après des documents anciens.

Les argiles de Saint-Jean-la-Poterie ont été attribuées au Pliocène par Vasseur (1891). R. Herpin en 1910 observe des argiles surmontant des sables rouges. Ensuite, de nombreux auteurs ont décrit, qui la faune de Saint-Jean (G. Denizot, 1922, J.-J. Chauvel, 1952 et 1956, J.-P. Margerel, 1968), qui la minéralogie (J. Estéoule-Choux, 1967). C. Cavelier (1981) a fait une mise au point des connaissances sur le Redonien qui permet de mieux situer le gisement de Saint-Jean.

La palynologie a été étudiée par M.-T. Morzadec-Kerfourn, et les Bivalves par A. Lauriat-Rage (1978).

La macrofaune de Saint-Jean est riche. Elle est caractérisée par des Gastéropodes (*Sphaeronassa mutabilis*, *Hinia reticulata*, *Hinia* nov. sp., *Potamides basteroti*), des Bryozoaires, des Lamellibranches (*Megacardita*, *Cerastoderma*, *Astarte*, *Nucula*, *Glycymeris*, *Anomia*, *Ostrea*), des Brachiopodes (*Terebratula perforata*) et des débris de Crustacés. Les Foraminifères sont redoniens (*Discorbis*, *Nonion*, *Nonionella*, *Elphidium*, *Cibicides*, *Anomalina*, *Bolivina*, *Reussella*). La palynologie et l'étude des paléotempératures permettent de caler le gisement de la limite Reuverien—Prétiéglie (— 2,8 M.A.), c'est-à-dire à la base du Redonien froid récent ; à côté de flores froides persistent des espèces chaudes (Taxodiacees, *Sequoia*, *Sciadopitys*).

Malgré l'abondance des recherches, la position stratigraphique et la lithostratigraphie exacte du gisement restaient incertaines. Une série de 4 sondages réalisés par le B.R.G.M. dans le cadre du levé de la feuille a permis de confirmer l'observation de R. Herpin : des argiles fossilifères (macro- et microfaune) puissantes de 10 à 11 m surmontent 7 à 13 m de sables jaunes. La microfaune contenue dans les argiles est typiquement redonienne (communication J. Margerel). Ceux-ci sont à 80 % montmorillonitiques avec 10 % d'illite et 10 % de kaolinite. La teneur en carbonate de calcium (concrétions et coquilles) atteint 20 %. Par contre, les sables sous-jacents sont azoïques ; les argiles associées

sont à 50 % kaoliniques, 40 % d'interstratifiés, 10 % d'illite, sans trace de vermiculite. Le matériau se présente sous la forme d'une fine alternance de lits argileux gris-bleu et de niveaux silto-argileux. Des concrétions en nodules d'environ 1 cm sont dispersées, ainsi que des fragments de coquilles (rendus non identifiables par la foration). L'extension du gisement est extrêmement réduite actuellement en raison d'une exploitation ancienne intense (interrompue depuis 1940 environ).

Les argiles sont affleurantes à la Gourlaye, dans un étroit couloir N-S de 300 m de long sur moins de 100 m de large. Des lambeaux d'argiles feuilletées sont encore visibles au stade de Saint-Jean, au Sud du village ; ils possèdent une microfaune redonienne (déterm. J. Margerel).

D'autres gisements d'argiles attribuées au Pliocène sont connus :

- au stade de Rieux, dans la coupe la plus basse, où une série feuilletée silto-argileuse semble discordante sur des sables jaunes stratifiés ; la composition des argiles y est purement kaolinique et aucune faune n'a pu être récoltée ; il est probable que ces dépôts ne sont pas strictement équivalents de ceux de Saint-Jean, à moins d'y voir une variation latérale de faciès dans une paléogéographie très différenciée ;
- à Aucfer, au-dessus de la carrière la plus méridionale, quelques lentilles argileuses montrent un faciès identique à celui de Rieux ; ces argiles reposent sur des sables jaunes fins ;
- à Beaumelas et aux Mortiers en Avessec où des argiles ont été exploitées autrefois ;
- au Sud du bois du Lezay en Sévérac ;
- des indices d'argiles ont aussi été identifiés au Bourg-Neuf et dans des lotissements au Nord de Redon.

pFM. Faciès caillouteux. Ils sont identifiés dans le coin nord-est de la feuille (à l'Est de Coismo, vers Haut Méauduc et Bas Méauduc), dans le centre (à mi-chemin entre les Mortiers et le carrefour des Quatre Routes sur la D 775, à proximité de la Châtaigneraie) et à la limite sud (vers Larré sur la D 164).

Les gisements sont généralement de petite taille et les épaisseurs conservées minces : 4 m maximum. Il s'agit de lambeaux résiduels dans de petites dépressions.

Les dépôts commencent par des sables jaunes homométriques fins à moyens parfois indurés en alios, qui correspondent au sommet des faciès pS. Puis apparaissent des lentilles de cailloutis de taille homogène, à dragées de quartz, avec une matrice sablo-argileuse. Assez souvent se développent des niveaux de galets arrondis de plusieurs centimètres de diamètre dans un sable graveleux, ou des lentilles de sable homométrique à stratifications obliques. L'ensemble est assez bien stratifié.

La carrière de la Châtaigneraie montre une série rythmée de cailloutis émoussés dans une matrice argilo-sableuse, dont les éléments de substratum sont altérés jusqu'à devenir pulvérulents.

A la carrière de la Réunion, les niveaux argileux associés aux bancs sablo-graveleux sont à illite-kaolinite.

L'ensemble des caractères paraît correspondre à une formation marine infralittorale, localement à affinités deltaïques, avec des apports terrigènes importants.

Cette série est interprétée comme le faciès régressif du Pliocène marin ; elle est antérieure aux dépôts p-IVF.

Relations entre les faciès, interprétation. Les faciès **pFM** sont souvent isolés des autres. Localement (carrière de la Réunion), ils reposent sur les faciès sableux, parfois en ravinement, parfois en continuité.

Les faciès argileux **pA** sont situés au-dessus des sables, en continuité de sédimentation ; ce dispositif, vrai à Saint-Jean-la-Poterie n'a peut-être pas valeur de règle absolue. En outre, les argiles de Rieux ou d'Aucfer, bien que surmontant aussi des sables, ont une composition différente qui pourrait leur faire attribuer un âge plus récent.

Les faciès sableux **pS**, de loin les plus fréquents, viennent presque toujours en continuité de sédimentation sur les graviers **pG** ; ceux-ci sont parfois les seuls indices visibles de l'existence du Pliocène sur le substratum. Dans ce cas, on peut y voir soit une formation résiduelle, soit un faciès latéral n'ayant jamais été recouvert par d'autres dépôts (rivage ou dépôts infralittoraux).

Les dépôts pliocènes reposent indifféremment sur toutes les formations antérieures ; la paléomorphologie pré-pliocène était à l'évidence bien différenciée avec des rias profondes, où ont pu se déposer des séries fines, et des zones plus plates, où les eaux et les sédiments correspondants ont toujours été minces.

La tranchée de la route de Saint-Jean à Allaire montre un cas remarquable de relation entre les dépôts sableux et le granite d'Allaire. On y observe des boules et des blocs de granite, depuis totalement arénisés, enchassés dans des sables marins fins, jaunes, s'insinuant aussi dans des fissures de la roche. Ce dispositif marque très certainement une ancienne falaise côtière, exceptionnel jalon d'un rivage pliocène ; la cote du site est de 45 m environ.

La carte montre une relation étroite avec le réseau hydrographique actuel.

Le morcellement et la dispersion des affleurements suggère, par ailleurs, une paléogéographie de dépôt en rias étroites et indentées ; une érosion intense a ensuite effacé une grande partie des séries.

Des plissements en chevrons et des pendages anormaux (60°) dans les séries silto-argileuses feuilletées d'Aucfer reposant sur des sables jaunes indiquent des déformations post-dépôt.

La variété des faciès et leurs passages latéraux très rapides permettent de déduire un schéma paléogéographique de dépôt sans autoriser une reconstitution cartographique de détail :

- les faciès graveleux (**pG**) sont situés à la base de la série et peuvent localement correspondre à des dépôts littoraux ;
- il existe un passage progressif vers les sables venant en continuité de sédimentation ; ceux-ci constituent la masse principale de la série pliocène ;
- localement s'individualisent des bassins abrités où se sédimentent des argiles ;
- la sédimentation arénacée s'étale largement mais demeure parfois mince, avec des apports terrigènes importants (cas des argiles à illite-kaolinite) ;
- lors de la régression, les faciès caillouteux viennent soit en continuité, soit en ravinement sur les séries précédentes.

Ce schéma suppose une paléogéographie primitive différenciée, ce qui est communément admis, et considère que l'ensemble des dépôts, aussi variés soient-ils, appartient à un seul cycle sédimentaire (transgression-régression), ce qui va à l'encontre de certaines interprétations. En tout état de cause, il n'a jamais été observé de « sables rouges » venant sur les argiles, mais bien l'inverse.

Formation alluviale plio-pléistocène (pIVF)

La formation alluviale notée p-IVF n'affleure que dans la partie méridionale de la feuille ; sauf dans la forêt du Gâvre, dans le coin sud-est de la feuille où elle s'étend largement, elle correspond le plus souvent à un semis de « taches » : sommet de la butte de Fégréac, bois du Redurin, secteur de Beaumont.

Les plus belles coupes de la formation sont celles de la gravière de Fégréac, de la carrière de la Vallée à 1 km au Sud-Ouest de Fégréac. La carrière de Beaumont montre des variations de faciès intéressantes ; enfin, quelques observations peuvent être faites dans une petite excavation du bois du Redurin, à 100 m au S.SE du carrefour de la cote 44.

La répartition cartographique et le mode de gisement montrent que la formation n'est pas liée au réseau hydrographique du système de la Vilaine et de ses affluents ; elle se différencie en cela des alluvions pléistocènes bordant les rivières. Sa mise en place s'est donc faite avant le recouvrement des dépôts pliocènes comblant les rias de la morphologie pré-pliocène.

Cette formation se rencontre actuellement sur les sommets de collines, ou en plateaux (Fégréac, Beaumont), à des cotes s'échelonnant de 30 à 40-45 mètres. Elle paraît jaloner une ancienne surface de dépôts, aujourd'hui très disséquée. Elle repose parfois sur le Pliocène (carrière de la Vallée, carrière dans la forêt du Gâvre, vers Larré) mais le plus souvent sur le substratum paléozoïque plus ou moins altéré. Aucune autre série ne vient la recouvrir en dehors des colluvionnements de ses propres matériaux dans les vallons qui l'entaillent.

Les caractères lithostratigraphiques de la série sont assez constants avec toutefois des variations locales.

A Fégréac, on observe la succession suivante :

- à la base une masse de cailloux et de cailloutis hétérométriques consolidés par une matrice argilo-sableuse ; les niveaux rubanés de concrétions ferrugineuses de type alios ne sont pas rares ; des lentilles de sables jaunes à rouges dérivant du Pliocène sont aussi visibles ;
- au sommet, une série de sables grossiers à matrice argileuse, stratifiés en grand avec des passées graveleuses.

La série atteint ici 8 à 9 m sur un substratum à surface ondulée visible au fond de la carrière.

Les éléments sont anguleux, non roulés, mal ou pas classés. La base correspond parfois à un conglomérat à blocs de Paléozoïque cimentés par des oxydes et hydroxydes de fer.

La gravière de Beaumont en Plessé montre une coupe très comparable : sur une série hétérométrique à éléments anguleux reposent des cailloutis stratifiés, assez classés, alternant avec des sables argileux. L'ensemble est consolidé mais assez meuble. L'épaisseur varie de 2-3 m au Nord de la carrière à 7-8 m au Sud. Le modelé actuel recoupe la série qui s'est déposée dans une paléomorphologie assez différente. Les phénomènes cryogéniques (fentes, cryoturbations) sont nombreux et puissants ; quelques petites failles de tassement sont visibles. Dans la partie la plus profonde de la carrière, la stratification des cailloutis prend une forme en éventail, de type deltaïque, sans qu'une empreinte marine soit directement identifiable.

La forêt du Gâvre ne livre pas de bonnes coupes et le matériel alluvial n'est visible qu'en surface.

Figure 1

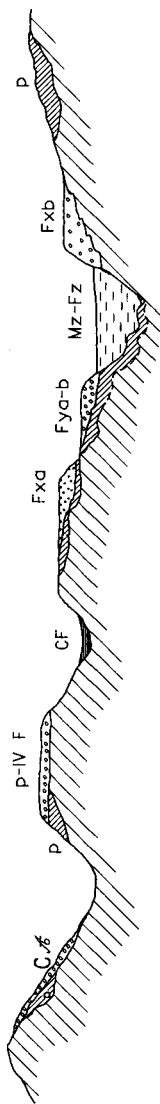


SCHÉMA DES RELATIONS ENTRE LES FORMATIONS QUATERNAIRES ET PLIOCÈNES

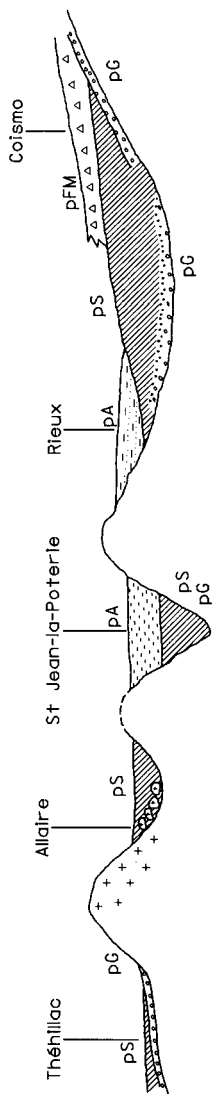


SCHÉMA DES RELATIONS ENTRE LES FACIÈS DU PLIOCÈNE ET LA PALÉOMORPHOLOGIE

Des caractères lithostratigraphiques et des modes de gisement comparables ont incité à regrouper en une même formation des affleurements dispersés. L'ensemble correspond à une série fluviatile à fluvio-deltaïque non reliée à un réseau hydrographique fixé mais plutôt à des épandages en nappes. Cette formation peut correspondre à la régression suivant le dépôt du Pliocène marin qu'elle remanie souvent. Son âge pourrait ainsi être pliocène terminal à quaternaire ancien. Son indépendance vis-à-vis du réseau hydrographique actuel et la présence de fentes de gel importantes indiquent, entre autres, une mise en place « ancienne » et une histoire complexe.

Formations quaternaires

Hormis pour les formations holocènes, la différenciation des terrasses alluviales s'est faite selon plusieurs critères d'observation en l'absence d'éléments de datation : mode de gisement, évolution du sédiment (altération, induration, trace d'actions cryogéniques...), altimétrie. La chronologie adoptée est relative et locale et les notations retenues n'ont aucune signification chronostratigraphique régionale.

Formations alluviales et marines

Formations pléistocènes

Le réseau fluvial de la Vilaine et de ses principaux affluents montre un système de formations alluviales, emboîtées au-dessus du val holocène et attribuées au Pléistocène.

Deux groupes peuvent être distingués :

F_xa, F_xb. Formations des terrasses de Saint-Nicolas, de la Provotaie, de Redon 1, de Rangoulas, de Rieux et de Quinssignac pour la Vilaine, de Saint-Perreux et d'Aucfer pour l'Oust, des Rues Morel et du Pâtis pour l'Arz. L'absence de continuité dans la répartition de ces formations a conduit à les différencier dans la notation, tandis que des caractères communs ont permis de les regrouper.

L'altimétrie ne permet pas de distinguer de manière sûre les niveaux F_xa des niveaux F_xb. La terrasse F_xa se situe vers + 27-33 m (altitudes absolues) ; F_xb se situe vers + 25-30 mètres.

L'altération des deux ensembles paraît pourtant quelque peu différente : les galets des niveaux a sont plus altérés que ceux des niveaux b. Par ailleurs, ces derniers sont moins affectés par les phénomènes périglaciaires.

Le mode de gisement des deux séries alluviales n'est pas strictement identique : les alluvions de F_xa reposent sur le substratum paléozoïque ; leur base ne descend pas jusqu'à l'altitude du val holocène, à la différence de F_xb qui est directement entaillé par le bas val. Le dépôt des alluvions F_xb a donc été précédé d'un surcreusement plus intense que pour F_xa.

Les deux familles d'alluvions correspondent à des sédiments gravelo-sableux bien stratifiés, classés et triés. L'origine des éléments paraît être la même pour les deux groupes : séries du Paléozoïque en amont, granites de Lanvaux et d'Allaire, sables et galets pliocènes... L'induration des matériaux est faible ou nulle ce qui rend leur exploitation aisée ; seuls quelques niveaux de type aliotique (hydroxydes de fer et oxyde de manganèse) se remarquent à différentes

hauteurs dans les coupes. Le sommet des coupes montre les traces d'une altération de type pédogénétique avec individualisation d'horizons ; les fentes en coins sont fréquentes surtout dans les niveaux Fx_a .

Les coupes de ces alluvions sont nombreuses : carrière à 2 km de Saint-Vincent-sur-Oust de part et d'autre de la D. 764 pour Fx_a , carrières vers la Borde, l'Abreuvoir à l'Ouest de Rieux, carrière de Tranhaleux au Sud de Rieux, carrière de Cavardin en rive gauche de la Vilaine pour Fx_a ; les nombreuses gravières de Saint-Perreux donnent de bonnes coupes de Fx_b , tandis que les alluvions de Fx_b sont visibles dans les carrières de Saint-Nicolas-de-Redon, la Provotaie et Rangoulas.

Fy_a , Fy_b . Formations des terrasses de Cran, du Val, de la Lombardie, de Paimbu pour la Vilaine, de Redon 2 pour la confluence Arz, Oust, Vilaine (Fy_b), de la terrasse de Guéméné pour le Don (Fy_b) et de la terrasse de Lezin (Fy_a). Toutes ces formations, cartographiquement bien distinctes, ont en commun des caractères permettant de penser qu'elles se sont déposées de manière synchrone et dans des conditions analogues. Les rares coupes montrent un matériau à stratification assez nette quoique souvent fruste, parfois oblique ; les éléments sont hétérométriques, depuis des blocs de 10-15 cm (rares) jusqu'aux sables grossiers à moyens, en passant par les graviers. Leur degré d'usure est variable mais souvent faible : éléments anguleux ou vaguement émoussés ; on remarque localement, et de manière aléatoire, des éléments nettement plus roulés et arrondis pouvant provenir du remaniement d'alluvions plus anciennes, ou plutôt de formations marines.

La pétrographie des composants permet de retrouver, outre du quartz filonien très abondant, les faciès du substratum paléozoïque, ainsi que des éléments cristallins assez rares (granite d'Allaire). L'altération des éléments est peu poussée (ils conservent leur dureté). Le matériau est dans l'ensemble cohérent sans montrer d'induration particulière (quasi-absence de ciment entre les éléments). Cartographiquement, le substratum n'affleure pratiquement jamais entre la série alluviale Fy_a , Fy_b et le remplissage des fonds de vallées. Localement, ces terrasses ne subsistent qu'à l'état résiduel sur le substrat schisteux (RFy_a , RFy_b).

L'altitude maximum actuelle des terrasses n'excède pas 15 m : 10 m pour la terrasse de Cran, 10-12 m pour la terrasse du Val, 10 m pour Redon 2 et Paimbu, 10-12 m pour la Lombardie, 10-12 m pour la terrasse de Guéméné. Seule la terrasse de Lezin s'élève jusqu'à environ 14-15 m, avec une paléomorphologie très nette d'emboîtement dans le substratum. Ce dispositif s'observe d'ailleurs fréquemment.

Formations holocènes

Mz. Dépôts vaseux marins. Les vallées de la Vilaine, de l'Oust et de l'Arz, sont comblées par des sédiments récents à sub-actuels. S. Durand et M.-T. Kerfourn (1961) ont montré que le remplissage du bas val de Vilaine entre Redon et Rieux était essentiellement d'origine marine et non alluviale comme l'indiquaient les cartes à 1/80 000. L'analyse palynologique a révélé que l'ultime comblement a débuté au Boréal (7 500 BP) et s'est poursuivi jusqu'à la période actuelle (Subatlantique).

La sédimentation a d'abord été rapide (4 m en 500 ans), puis lente de 7 000 à 2 500 BP (Atlantique, Subboréal), avec seulement 4,5 m de dépôt, puis de nouveau rapide, puisque 9,5 m de vases se sont accumulées en 2 500 ans.

Dans l'ensemble, ces sédiments holocènes correspondent à des vases très argileuses, parfois limoneuses, dépourvues de calcaire, azoïques à l'œil nu ; la

teinte varie du brun au noir suivant la quantité de matière organique présente mais les zones de tourbe vraie sont rares. Tous les dépôts renferment une riche microfaune siliceuse (Diatomées, Chrysomonodines) et d'abondants pollens et spores : *Quercus*, *Pinus*, *Alnus* dominant selon les périodes, ainsi que *Betula*, *Tilia*, *Fagus*, *Carpinus* et *Ulmus* (S. Durand *et al.*, 1961, M.-T. Morzadec-Kerfourn, 1974). Ces dépôts reposent sur des séries alluviales sablo-graveleuses plus anciennes ou directement sur le substratum paléozoïque près des rives. Leur puissance varie de 3 à 20 m mais atteint régulièrement 10 à 14 mètres. Il n'existe pratiquement aucune coupe naturelle de cette formation ; les cours actuels des rivières y sont légèrement encaissés ; des travaux de recalibrage de la Vilaine ont fortement modifié le cours naturel du fleuve. En période hivernale, les fortes eaux inondent partiellement les bas vals de la Vilaine et de l'Oust ; l'altitude y est très faible (3 à 5 m) et l'influence des marées se faisait sentir au-delà de Redon avant les travaux de régulation.

Fz. Alluvions fluviales. En amont de Sainte-Marie, sur la Vilaine, dans la vallée du Don, et dans le cours de l'Oust vers Saint-Vincent, les vases estuariennes font place à des alluvions fluviales plus grossières ; les éléments sont souvent assez peu roulés et remanient les grès, quartzites et schistes du substratum ainsi que d'abondants fragments de quartz filonien.

Il n'y a pas de contact net entre ces alluvions et les vases marines holocènes ; en outre, les coupes y sont très rares et toujours peu profondes.

Formations colluviales

CF. Colluvions de fonds de vallon. Ces dépôts ont une position morphologique bien déterminée ; ils nappent les bas de versants et les fonds des vallons qui sont incisés dans toutes les formations antérieures (Paléozoïque, Pliocène, formation plio-pléistocène, alluvions pléistocènes). Leur âge est donc récent. Ils reposent sur toutes les séries plus anciennes sans distinction et ne sont pas recouverts ; ils portent le sol actuel.

Ces colluvions sont des mélanges argilo-sablo-caillouteux où l'on retrouve les éléments du substratum local ; le matériau a donc une autochtonie relative, son origine étant à chercher sur les versants, en amont immédiat. Il ne s'agit pas d'alluvions *s.s.* : aucun tri longitudinal n'est repérable ; la stratification est faible ou nulle, les éléments sont très anguleux et altérés. La mise en place s'est faite par ruissellement sur les versants avec ou sans l'aide des phénomènes de solifluxion. La carte ne montre pas de répartition préférentielle, mais ces colluvions sont associées au réseau de la Vilaine et de ses affluents.

On remarque parfois une extension particulière de ces colluvions à la confluence de plusieurs vallons ou dans des dépressions élargies. Il peut alors y avoir évolution du matériau vers une alluvion peu différenciée.

C.A. Colluvions d'altérites du Protérozoïque et du Paléozoïque. Ces formations correspondent à la mobilisation et au dépôt des altérites du Protérozoïque et du Paléozoïque. La répartition de ces matériaux est sans rapport avec le réseau hydrographique. Ils n'ont été figurés que lorsqu'ils constituent un masque opaque sur le substratum (≥ 1 m environ). Ils se rencontrent sur les flancs des reliefs mais ne marquent pas une morphologie de surface (aussi bien par leur mur que par leur sommet).

Ils dérivent par altération mécanique (fragmentation) ou chimique (hydrolyse) du substratum local quel qu'il soit ; le matériau « fragilisé » est déplacé par ruissellement ou soliflué et redéposé en aval après un transport toujours court ; ils

sont en cela représentatifs de la composition des roches sous-jacentes ou très proches. La stratification y est le plus souvent nulle et les zonations parfois visibles sont dues à la différenciation des horizons pédologiques du sol actuel. Ces colluvions sont nourries par toutes les roches plus anciennes.

Leur âge est mal défini car ces formations sont compréhensives, le processus de mise en place ayant fonctionné tout au cours du Quaternaire. Une partie est probablement synchrone des colluvions de fond de vallons (CF).

S. Formation de pente solifluée (*head*). Cette formation de type colluvial est très localisée et a été individualisée en raison de sa puissance. Elle affleure dans les talus des chemins, en rive droite de la Vilaine juste après la confluence avec l'Oust, entre Gléré et Aucfer, en position de bas de versant, au pied du granite d'Allaire qui forme ici un relief très vigoureux. Elle est développée également sur le versant sud des Buttes de Brénugat en Saint-Gildas-des-Bois et localement aux alentours du Pont en Avessac.

Le matériau est un mélange de blocs décimétriques de cailloux et de cailloutis dans une matrice argileuse. Les éléments sont très anguleux et aucune évolution ni stratification ne sont visibles. Il s'agit d'une forme de colluvion de bas de versant, épaisse de plus de 3-4 mètres. L'âge est probablement pléistocène supérieur et la mise en place pourrait être subsynchrone des colluvions de fond de vallons (CF).

La forte pente génératrice de ce dépôt donne souvent des allures d'éboulis à la série qui s'est mise en place, pour une part, sous l'influence de phénomènes gravitaires.

Formations anthropiques

X. Remblais. Les plus importants sont situés sous la ville de Redon, dans les quartiers anciens du port, autour de l'église Saint-Sauveur et le long de la Vilaine. Des remblais plus récents (magasins à grande surface, usines) existent de part et d'autre du canal de Nantes à Brest, à la sortie est de Redon et dans la zone portuaire. Signalons, pour mémoire, les remblais des anciennes voies ferrées aux passages des vallées, ainsi que les dépôts des carrières d'Aucfer.

XFe. Scories. Ces vestiges d'anciennes forges sont encore relativement abondants, bien que de nombreux amas aient été dispersés par les labours ou réutilisés par les fonderies du XIX^e, début du XX^e siècle (Forges de Tobago à Saint-Nicolas-de-Redon). L. Davy (1913) puis L. Puzenat (1939) reconnaissent que la répartition de ces scories n'était pas quelconque, mais liée à la proximité de gisements de fer. Peu d'amas sont datés de façon certaine ; L. Davy signale des scories associées aux vestiges gallo-romains de Kermoguer en Avessac. La composition chimique des scories ne donne pas de critères de datation valables. Pour L. Davy, cette composition dépend plus de celle du minerai que de l'habitabilité du ferron. De ce fait, il est donc intéressant pour la recherche minière d'inventorier les amas de scories et de les analyser lorsque la présence de minerai en surface n'est pas évidente.

L. Davy (1913) donne l'analyse d'une scorie provenant du bois de la Chapelle en Plessé, près du hameau de Trélan : silice : 25,58 % ; fer : 46,45 % ; phosphore : 0,832 %.

Il énumère tous les amas connus à l'époque ; nous n'avons pas pu les retrouver tous, mais par ailleurs, certains de ceux signalés dans le tableau suivant sont inédits.

AMAS DE SCORIES

Commune	Lieu-dit	Nombre d'amas	Signalés par L. Davy (1913)	Analyse en % (*)									
				Cu	Sn	Pb	As	Sb	Ni	Fe	Zn	Mn	Si
Guéméné	<i>Libon</i>	2	oui	0,002	—	tr	0,001	tr	tr	20-40	0,005	0,01	20-40
	<i>Callac</i>	1	—	0,001	tr	tr	tr	—	0,002	20-40	0,003	0,01	20-40
	<i>Coistrioux</i>	1	oui	tr	0,015	0,001	tr	—	0,001	20-40	0,001	0,02	20-40
	<i>Butte des Minières</i>	1	—	tr	0,001	0,002	tr	—	tr	20-40	0,001	0,01	20-40
Plessé	<i>Château Grenot</i>	1	—	0,005	tr	tr	0,001	tr	0,002	20-40	0,001	0,01	20-40
	<i>Le Grand Luc</i>	1	—	0,005	tr	tr	0,001	tr	0,002	20-40	0,001	0,01	20-40
Avessac	<i>La Rouaudais</i>	1	—										
	<i>La Caroline</i>	3	—										
Pierric	<i>Mentel</i>	3	—										
	<i>La Provotale</i>	1	—										

(*) analyses par spectrographie d'arc de J.-R. Bourhis, E.R. du CNRS n° 27, université de Rennes. D'après leur composition, les scories analysées ne contiennent pratiquement pas d'étain, ce sont donc des scories de fer.

TABLEAU RÉCAPITULATIF DES DONNÉES ANALYTIQUES SUR LES FORMATIONS PLIO-QUATÉRNAIRES

	RX	Glauconie - absence + présence	CaCO ₃ %	Minéraux lourds	Morphoscopie	Granulométrie
Quaternaire	Fy a et b	-				
	Fx a et b	-				
	p-IVF	-			continental peu évolué influence littorale	40 % lutites 50 % arénites 10 % rudites
Pliocène	pFM	-				
	pA	+	15-20			
	pS	+	0-2	< 0,1 %	fluvio-littoral à marin côtier-fréquente influence éolienne et/ou pédogénèse	60 à 90 % arénites
	pG	(+)	0			60 % arénites 40 % rudites

K : kaolinite ; I : illite ; V : vermiculite ; C : chlorite ;
IS : interstratifiés ; ε : présence accessoire ; M : montmorillonite.

ROCHES MÉTAMORPHIQUES

**Formations métamorphisées au contact du granite
des landes de Lanvaux**

b-02 vs. **Briovérien à Arénigien. Groupe de Bains-sur-Oust : tuffites à muscovite de l'enclave de Saint-Vincent-sur-Oust, quartzites à tourmaline.** L'auréole de métamorphisme de contact du granite de Lanvaux ne dépasse pas une centaine de mètres de large. Selon la nature des sédiments encaissants, elle est plus ou moins bien exprimée. Dans l'angle nord-ouest de la feuille Redon, à quelques mètres du granite, des *siltstones* sont transformés en micaschistes à muscovite en lamelles enchevêtrées dans une matrice quartzreuse à grain fin.

Une enclave à Saint-Vincent-sur-Oust, observable dans une ancienne carrière, montre une succession tectono-métamorphique intéressante (J.-J. Chauvel, documents inédits) : au-dessus d'un granite blasto-mylonitisé, on observe successivement un niveau de quartz laminé à muscovite finement cristallisée, avec amygdales de biotite verte. La roche originelle pourrait être une siltite argileuse ; ce niveau a une épaisseur de 30 centimètres. Lui succède sans transition une roche détritique à grain fin à structure amygdalaire confuse constituée de quartz et de muscovite recristallisés. Des gros quartz ronds ont une origine volcanique certaine. Cette roche pourrait être une tuffite.

Dans les quartzites de la chapelle Saint-Méen, en bordure de l'Oust, des petits cristaux de tourmaline attestent un métamorphisme thermique léger ; ils sont contournés par la schistosité de flux matérialisée par l'aplatissement des grains de quartz et par l'orientation préférentielle de la muscovite.

Le métamorphisme dû au granite de Lanvaux est mal exprimé. Le problème subsiste quand à l'âge des sédiments encaissants ; l'enclave de Saint-Vincent-sur-Oust montre l'existence d'un volcanisme antérieur à Lanvaux III (433 ± 4 M.A.) (*) donc anté-silurien, dans les formations du Groupe de Bains.

Formations métamorphisées au contact du leucogranite d'Allaire

b-01 S¹⁻². **Briovérien à Trémadocien ? Micaschistes à andalousite et chlorite.** Les microfaciès sont très proches de ceux observés sur les micaschistes de la région de Saint-Dolay. Ce sont des micaschistes constitués de quartz et de muscovite ; la chlorite est abondante et a tendance à se transformer en biotite, taches abondantes (andalousite probable). Un bel affleurement de ces micaschistes tachetés peut s'observer le long de la route montant de la Bousselais en Rieux au bourg de Saint-Jean-la-Poterie. Certains affleurements montrent, lorsque la texture sédimentaire est conservée, que ces roches sont des siltites composées essentiellement de quartz détritique dans un ciment micacé formant une trame très dense.

02χ. **Arénigien. Grès armoricain : quartzites à zircon-rutile et muscovite.** Le grès armoricain métamorphisé entoure la terminaison orientale du massif d'Allaire. Ce sont des quartzites blanc-gris à grain fin, à structure engrenée, avec rares paillettes de muscovite disséminées ; des lits diffus à zircons et oxydes soulignent l'ancienne stratification. Le métamorphisme thermique concerne donc la partie supérieure du grès armoricain ; les termes inférieurs ne sont pas

(*) voir P. Vidal (1972).

affleurants. Les quartzites sont observables dans un trou à la Fosse aux Loups en Rieux, dans une ancienne carrière près du lavoir de Saint-Jean-la-Poterie, ainsi que dans le talus de la route menant du lavoir à l'Hôtel Hérault.

03-4a S. Llanvirnien—Llandeilien inférieur ? **Schistes ardoisiers inférieurs, cornéennes noires à chiastolite et biotite.** Dans les schistes ardoisiers se développent de nombreuses baguettes de chiastolite plus ou moins fines, presque jointives dans la trame micacée constituée de muscovite pœciliblastique et de biotite naissante. On peut les observer à Aucfer, au sommet de la carrière du Grand Rocher ; les cristaux déterminent une linéation dont la direction est N 95 °E et le plongement de 4° vers l'Est. Cette linéation est transverse sur la schistosité du flux ; le thermométamorphisme du granite d'Allaire est donc post-schisteux.

03-4 S. Llandeilien supérieur ? **Schistes de Saint-Perreux : cornéennes à biotite et andalousite.** Les schistes de Saint-Perreux tachetés n'affleurent que sur la bordure nord du massif d'Allaire où ils sont en contact direct avec le granite. On peut les voir en abondance en « blocs volants » sur la butte de Ker Anna et en petits affleurements tout près du granite, dans le même secteur. Ce sont des cornéennes à andalousite abondante et à biotite fraîche. A l'origine, la roche était une siltite micacée constituée de quartz et de phyllites (muscovite, chlorite).

05-6X. Caradocien—Ashgillien ? **Grès quartzites d'Aucfer : grès chloriteux, quartzites, siltites à muscovite et chiastolite.** Considérés dans toutes les éditions de la carte Redon à 1/80 000 (Barrois, Pruvost) comme des Grès de Redon métamorphisés, les quartzites d'Aucfer sont assimilés aux Grès armoricains par les auteurs récents (J.-J. Chauvel, 1977). Ils sont exploités dans de grandes carrières où l'on voit la série grésopélitique en contact par faille avec les schistes ardoisiers à chiastolites au Sud de l'exploitation. Durant les levés, la progression du front d'abattage a fait apparaître une faille inverse montrant les grès sur une série grésopélitique noire à chiastolites. Aucun élément ne permet d'établir une datation de ces deux formations. Les Grès d'Aucfer ont vers leur base des niveaux de grès à ciment chloriteux : le grès est isogranulaire à grains fins plus ou moins anguleux cernés par un film de chlorite. La chlorite est souvent associée à une phyllite brun-jaune (stilpnomélane) en petits amas radiés.

Le milieu de la série est composé d'une alternance de bancs de quartzites plus ou moins lités et de siltites cornéifiées à chiastolites. A cette série grésopélitique succède enfin une masse de quartzites gris en gros bancs. Certains caractères de cet ensemble pourraient le faire correspondre à la partie supérieure de l'ensemble basal du Grès armoricain (niveaux de grès chloriteux à nodules), puis à l'ensemble médian qui pourrait être représenté par les alternances grésosilteuses et enfin à l'ensemble terminal que représenteraient les quartzites de la partie supérieure. Néanmoins, ces faits ne cadrent pas avec le contexte structural local : contact anormal de la série gréseuse sur une série silteuse noire qui ne peut être briovérienne. L'hypothèse d'une série inverse ne résiste pas non plus aux observations faites dans les environs où toute la série paléozoïque bordant le granite d'Allaire est en position normale. On est donc conduit à considérer les Grès d'Aucfer comme des Grès de Redon en contact par faille avec les schistes ardoisiers inférieurs.

ROCHES VOLCANIQUES

L'un des caractères essentiels de la série de Saint-Georges-sur-Loire est la présence de roches éruptives variées, acides et basiques. Il faut noter toutefois

qu'elles sont moins abondantes dans la région de Redon que dans la partie orientale du synclinorium, vers Saint-Georges-sur-Loire.

qtf. Rhyolites et tufs rhyolitiques de Rieux. Elles constituent deux bandes allongées sensiblement Est-Ouest, l'une depuis le Bellion jusqu'à Beaulieu, l'autre plus fragmentée depuis la Touche Robin jusqu'à Branleix. Deux petits affleurements ont été repérés, l'un à Calétre, l'autre à Paimbé en Plessé.

A l'œil nu, ces roches ont des teintes généralement jaune verdâtre à violacées. Elles sont pratiquement aphanitiques et peuvent être facilement confondues avec un quartzite fin ; elles sont très recristallisées et présentent quelquefois un aspect rubané (le Cougou). La texture est microgrenue à felsitique, parfois fluidale ; les phénomènes de dévitrification sont fréquents : sphérolites isolés ou coalescents alignés suivant le litage. La mésostase est très finement cristallisée ; elle est constituée de quartz, de feldspath et de séricite. Les éléments figurés sont le quartz en grains arrondis à golfes de corrosion (quartz « rhyolitique ») et des feldspaths potassiques automorphes (microcline) en phénocristaux cassés perthitiques. La biotite est extrêmement rare et généralement chloritisée ; les minéraux accessoires sont le zircon et des opaques.

Les analyses chimiques (B. Pivette, 1978) confirment la composition rhyolitique de ces roches : teneurs élevées en SiO_2 (> 77 %), en alcalins, faibles teneurs en fer total (Fe_2O_3), CaO et MgO. Le large excès de K_2O par rapport à Na_2O souligne leur caractère potassique.

K¹. Quartz-kératophyres. Trois gisements ont été reconnus ; outre le « porphyre andésitique » de l'Hôtel Saint-Denis (C. Barrois, 1897), des affleurements très limités ont été découverts à Haute Abbaye et la Péroglaix en Fégréac (B. Pivette, 1978). Ces roches, généralement beiges ou verdâtres sont très schistosées. De nombreux cristaux de quartz et de feldspath, dont la taille peut atteindre plusieurs millimètres, sont identifiables à l'œil nu.

La texture est microgrenue porphyrique ; la mésostase est constituée par un assemblage microcristallin de quartz et de feldspath, l'épidote en granules de petite taille est fréquente. Les phénocristaux sont du quartz « rhyolitique » cataclasé, des feldspaths subautomorphes maclés (albite) parfois séricitisés, de la biotite rare. Les minéraux accessoires sont l'épidote, le zircon, le rutile, l'apatite, la calcite et des opaques. C'est une roche leucocrate, albitophyrique. La composition chimique de cette roche la rapproche des rhyodacites : $\text{SiO}_2 > 68$ %, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} : 7,3$ % où Na_2O est légèrement supérieur à K_2O .

L'importance volumétrique de ces quartz-kératophyres apparaît très réduite dans la région étudiée. Toutefois, les sédiments riches en albite et en quartz volcanique, décrits au sein de la Formation de Fégréac, pourraient être liés directement à ces manifestations éruptives et représenter les témoins sédimentaires d'un volcanisme albitophyrique.

ε¹. Dolérite des Novettes. Cette roche a été reconnue près du hameau des Novettes en Fégréac, dans une petite carrière le plus souvent noyée. La roche est massive, foncée et finement grenue. L'altération fait apparaître des petites taches brunâtres correspondant à d'anciens cristaux de pyroxène. La texture est doléritique intersertale, parfois subophitique. La mésostase microgrenue est constituée d'albite, de chlorite et d'épidote. Les cristaux de feldspath (plagioclase maclé albite) sont en lattes souvent brisées ou en sections trapues. Le pyroxène est une augite incolore à légèrement rosée, parfois altérée en chlorite. La chlorite est abondante en grandes plages fibreuses, comme produit d'altération, ou en paillettes dans la mésostase. L'ilménite et l'épidote sont les minéraux accessoires. Les caractères pétrographiques et chimiques sont ceux de

dolérites albitiques à composition spilitique. Le mode de gisement de cette roche n'a pu être défini sur le terrain.

ROCHES PLUTONIQUES

γ^1 . Granite calco-alkalin des landes de Lanvaux. Ce trait majeur de la Bretagne méridionale n'apparaît que très discrètement dans l'angle nord-ouest de la feuille Redon ; il affleure sur moins d'un kilomètre de large sur 8 kilomètres de long, ce qui ne favorise pas une bonne vue d'ensemble. Néanmoins, quelques rares carrières et surtout le graben de l'Oust (site de l'Île aux Pies) permettent des observations sur la structure de la bordure sud du massif.

La 1^{re} édition de la carte Redon à 1/80 000 distinguait nettement deux faciès : d'une part, à l'Est, le granite de Bains-sur-Oust, riche en biotite à structure grenue équante, d'autre part, un faciès « gneissique » et feuilleté à l'Ouest ; la 2^e édition, tout en maintenant cette distinction, reportait la limite entre les deux faciès au niveau de la cluse de l'Oust, alors que les auteurs de la 1^{re} édition la figurait entre l'Oust et le village de Bains. Il s'agit en fait d'une limite liée à des phénomènes de cataclase et de mylonitisation, que A. Faure-Muret (1944) avait décrits dans ce secteur et que J. Cogné (1960) devait compléter plus tard.

• **Faciès cataclasé (Lanvaux III).** A l'Ouest de Saint-Vincent-sur-Oust, une petite carrière située près du lieu-dit le Cormier, montre le faciès de bordure, à structure grossièrement orientée, soulignée par les biotites. Du point de vue pétrographique, ce granite est leucocrate à structure engrenée, de composition trondhjémitique. Le quartz est xénomorphe, en plages allongées à extinction roulante.

Les plagioclases (oligoclases) se présentent en cristaux initialement zonés, flexurés, tordus, cassés, souvent altérés, avec du quartz dans les fissures. La biotite est assez abondante ; elle est tordue, déchiquetée, de couleur brun-vert pâle en partie chloritisée. Les minéraux accessoires sont des zircons, avec auréole de pléochroïsme dans les biotites, et du rutile en aiguilles cristallisées dans trois directions.

De part et d'autre de l'Oust, le granite affleure en grandes falaises, en face du Centre culturel breton de Ty-Kendal'ch. C'est une roche gris verdâtre sale montrant des zones d'écrasement verticales et un diaclasage en marches d'escalier parallèle au cours de l'Oust.

Au microscope, le granite présente une structure grenue quartzofeldspathique mylonitique. Les feldspaths sont altérés et déformés : ce sont des feldspaths potassiques et des plagioclases (An 10-20), souvent difficiles à différencier. Le quartz est fortement déformé et recristallisé en écailles. Les micas sont entièrement déchiquetés et recristallisés ; on trouve encore quelques anciennes lamelles de biotite chloritisée en lits sinueux marquant la foliation mylonitique. Cette mylonitisation s'est faite dans le faciès chlorite + muscovite.

• **Faciès équant de Bains-sur-Oust.** Très altéré sur sa bordure orientale, ce faciès n'est visible qu'en de rares points, à la Hutais et autour du moulin des Couédies. C'est néanmoins dans les carrières de Bains-sur-Oust, à la Ninochais (feuille Pipriac) que l'on peut observer les meilleurs affleurements. A l'œil nu, c'est un granite leucocrate gris verdâtre, altéré, à grain moyen et à texture équante.

Au microscope, c'est une roche grenue quartzo-feldspathique très peu déformée mais à tendance recristallisée. On reconnaît autour des feldspaths un début de structure en mortier. Les feldspaths sont l'orthose perthitique et l'oligoclase (An 10). Le quartz est granulé mais peu laminé. Les micas sont déstabilisés et recristallisés en amas de petites lames (chlorite et muscovite). Cette roche était un leucogranite calco-alkalin ; elle a subi un métamorphisme épizonal.

L'histoire géologique du massif granitique des landes de Lanvaux est complexe. Son âge relatif a d'ailleurs fait l'objet de nombreuses discussions. Pour A. Faure-Muret (1943), le massif de Lanvaux apparaît comme une manifestation des mouvements cadomiens, puisque le conglomérat du Dreneux, attribué à l'Arénigien, reprend des éléments du granite. Par contre, A. Demay (1951) observe un métamorphisme de contact dans des schistes encaissants et conclut à un âge hercynien du granite de Lanvaux.

J.-J. Chauvel (documents inédits) observe des enclaves de grès et de Schistes de Bains dans le granite. Reprenant ses observations, nous avons pu mettre en évidence le métamorphisme affectant une de ces enclaves dans une petite carrière pratiquement comblée, située à 300 mètres au Sud-Ouest de Saint-Vincent-sur-Oust, à la Clôture Bocquené (cf. Roches métamorphiques).

A quelques dizaines de mètres du contact avec le granite de Lanvaux II, l'encaissant sédimentaire (silts et grès de Bains) ne montre aucune trace de métamorphisme.

Ph. Vidal (1980) a mis en évidence, par les méthodes géochronologiques (*), trois épisodes de plutonisme dans le massif des landes de Lanvaux :

- Lanvaux I (partie occidentale du massif) : 553 ± 8 M.A. (Cambrien inférieur),
- Lanvaux II (partie médiane) : 474 ± 8 M.A. (Ordovicien moyen),
- Lanvaux III (faciès orienté et faciès Bains-sur-Oust) : 433 ± 4 M.A. (Silurien cf. Llandoveryen).

Seul Lanvaux III est représenté sur la feuille Redon.

On peut remarquer que la faille de Saint-Congard (feuille Malestroit, J. Plaine, 1980) sépare nettement les granites de Lanvaux II et III sans qu'il y ait changement de faciès. Les datations radiométriques mettent donc en évidence deux phases de mise en place et une phase de réactivation correspondant sans doute à Lanvaux III.

L'axe granitique de Lanvaux, qui disparaît sous les formations du Groupe de Bains, réapparaît vers l'Est à Saint-Clément-de-la-Place, près d'Angers, avec son faciès écrasé (orthogneiss) et orienté. Les données gravimétriques (C. Wéber, 1967) confirment d'ailleurs ce prolongement qui, entre Beslé et Guéméné-Penfao, se situe aux environs de 100 m sous la surface.

^{Y1-2}_{mb}. **Leucogranite d'Allaire à muscovite et biotite.** Seule, l'extrémité septentrionale du massif de Questembert affleure sur le territoire de la feuille Redon, autour du bourg d'Allaire. Ce massif, de forme générale lingoïde, présente des caractères intrusifs incontestables qui situent sa mise en place lors de l'orogénèse hercynienne, ce que confirment les datations géochronologiques (Ph. Vidal, 1980) : 327 ± 10 M.A. (*).

(*) Méthode Rb/Sr ; isochrones de roches totales ; calculées avec la constante : $\lambda^{87} \text{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{an}^{-1}$.

Rapports isotopiques initiaux respectifs : Lanvaux I : $0,7031 \pm 0,0004$; Lanvaux II : $0,7028 \pm 0,0005$; Lanvaux III : $0,7061 \pm 0,0002$.

La zone affleurante présente trois faciès, décrits et cartographiés par B. Charoy, 1970. Le cœur du massif, circonscrit autour des carrières de la Saudraie en Allaire, correspond au faciès « surmicacé » à deux micas, de B. Charoy. Au microscope, c'est un granite gris à grain moyen, à structure engrenée ; les quartz sont xénomorphes à extinction roulante. Les plagioclases (oligoclases) sont subautomorphes, les feldspaths potassiques (microclines) sont disposés en grandes plages, ainsi que la muscovite ; on y trouve de la biotite fraîche en grandes plages et de la biotite entièrement chloritisée. Les biotites contiennent des zircons. Ce faciès est exploité au Nord d'Allaire comme moellon de construction et pour la confection de cheminées rustiques lorsqu'il est un peu altéré en jaune.

B. Charoy décrit un faciès de transition en liaison étroite avec le granite porphyroïde de bordure auquel il passe insensiblement. Sur la feuille Redon, ce faciès est très arénisé, aussi ne mentionnons-nous sa description que pour mémoire : c'est un granite mésocrate à grain moyen ou gros ; la teneur en biotite est supérieure à celle de la muscovite. Les phénocristaux de feldspath potassique sont épars ; les *schlierens* de biotite sont relativement fréquents.

Le faciès le plus développé dans le cadre de la feuille Redon est un granite porphyroïde qui dessine une auréole suivant les contours du massif. Ce granite affleure mal ; il est assez friable, pourri en surface, mésocrate, à gros grains, et se caractérise par l'abondance des phénocristaux automorphes maclés Carlsbad de feldspath potassique (orthose perthitique) contenant des petits prismes de plagioclases (structure monzonitique), des agrégats de microcline et de plagioclase (oligoclase : An 10). Le quartz, grisâtre, se présente en globules d'aspect monocristallin. Les micas (biotite chloritisée et muscovite) sont en association stable. Les minéraux accessoires sont des zircons, très abondants dans les biotites, et des cristaux d'apatite. La roche n'est apparemment pas déformée.

Localement et tout à fait en bordure du massif, les phénocristaux semblent s'orienter parallèlement au contact avec l'encaissant paléozoïque ; ce fait n'a pas pu être vérifié de manière systématique, compte tenu de la mauvaise qualité des affleurements.

Le prolongement du massif d'Allaire vers l'Est sous la couverture paléozoïque est démontré par la géophysique (C. Wéber, 1967) et la pétrographie (B. Charoy, 1970) ; le granite de Nozay est en tout point semblable au faciès de la bordure méridionale du massif d'Allaire—Questembert.

Lors des levers de la feuille Redon, nous avons découvert, dans un abreuvoir fraîchement creusé, à l'Est du lieu-dit Pissin-Nie, commune de Plessé ($x = 287,775$; $y = 2\ 294,450$), des boules de granite plus ou moins altéré, emballées dans une arène kaolinique blanche remaniée en surface ; cet affleurement se situe dans un contexte de schistes et grès en « pierres volantes » qui rend impossible l'observation des relations entre le granite et son encaissant. Un lavage effectué sur l'arène kaolinique n'a décelé aucune trace de minéraux de métamorphisme.

Au microscope, ce granite présente une tendance porphyroïde ; il est calcaire à deux micas. Le quartz est subautomorphe avec quelques plages à section carrée et zones d'accroissement à inclusions, extinction un peu onduleuse. Il contient des feldspaths potassiques : orthose zonée maclée Carlsbad peu perthitique, automorphe avec quelques inclusions de quartz. Les plagioclases (oligoclase) sont subautomorphes un peu zonés, en partie altérés. La muscovite est en gerbes assez abondantes. La biotite, de section rectangulaire, est peu

(*) Méthode Rb/Sr en isochrone de roche totale, rapport isotopique initial de $0,7088 \pm 0,0020$, constante $\lambda^{87} \text{Rb} : 1,42 \cdot 10^{-11} \text{an}^{-1}$.

abondante et entièrement chloritisée. Accessoirement, on trouve des zircons dans les biotites, un peu d'apatite et de l'épidote ?

Ce granite est en tout point identique au faciès porphyroïde de bordure du granite d'Allaire. Sa présence confirme le prolongement du massif d'Allaire vers Nozay, sous une couverture paléozoïque plus ou moins épaisse. La gravimétrie montre que le massif est compartimenté en une série de dômes alignés aboutissant précisément au granite de Nozay.

ROCHES FILONIENNES

Q. Quartz filonien. Le filon de quartz aurifère de Beslé, figuré sur les différentes éditions de la carte Redon à 1/80 000 est en fait un stockwerk de filonnets quartzeux très cariés qu'il n'est pas possible de représenter sur la carte à 1/50 000.

Les Schistes de Bains et les Schistes de Saint-Perreux contiennent du quartz filonien en abondance. N'ont été représentés en fait que les concentrations de quartz (par exemple au Nord de Coisme en Massérac) et les filons matérialisés par de gros blocs plus ou moins minéralisés en pyrite (Est de Castres, ensemble filonien de Tréfoux en Guéméné). La direction moyenne est de N 90° à N 150 °E.

Tous ces quartz présentent une foliation fruste soulignée par de minces films de séricite ou de chlorite ; ils contiennent fréquemment des enclaves schisteuses chloritisées ; ils sont blanc laiteux et massifs ; ils soulignent en général des failles peu visibles par ailleurs. Les filons de la Pouenais en Allaire (contact du granite et de l'encaissant schisteux) et de la Renaudais en Saint-Perreux ont été exploités anciennement.

Un seul filon de quartz a été relevé dans le granite d'Allaire (Nord de la Bouselais en Rieux) ; il est orienté N 40 °E et a un pendage vertical. Sa puissance moyenne est de 3 m ; dans un grattage, on peut observer sa structure : éponges de granite altéré à partir desquelles s'est développé un quartz blanc laiteux cristallisé, l'axe du filon étant rempli d'argile rouge.

PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Dans la région considérée, on peut distinguer trois groupes de terrains, tous situés au Nord de la zone broyée sud-armoricaine :

- les formations paléozoïques,
- les schistes cristallins attribués au Protérozoïque supérieur (Briovérien),
- les massifs granitiques calédoniens et hercyniens.

Plissements

Aucun événement structural propre aux terrains attribués au Briovérien n'a été mis en évidence (B. Pivette, 1978). On constate en effet une analogie entre les éléments structuraux des schistes cristallins et ceux du Paléozoïque :

- schistosité de flux subverticale ou à pendage nord, orientée N 100 °E en moyenne,

- localement, des plis P_1 admettent la schistosité pour plan axial,
- la schistosité est déformée par une crénulation tardive,
- les axes des plis du Briovérien sont parallèles aux axes des plis du Paléozoïque.

L'essentiel des déformations visibles dans le Briovérien semble lié à l'orogénèse hercynienne.

La phase de déformation anté-schisteuse, reconnue en Bretagne centrale (C. Le Corre, 1978) dans le Briovérien, est ici complètement effacée par les manifestations de l'orogénèse hercynienne.

Dans les terrains paléozoïques, la déformation majeure correspond à une phase de plissement synschisteux D_1 à laquelle se superpose localement une

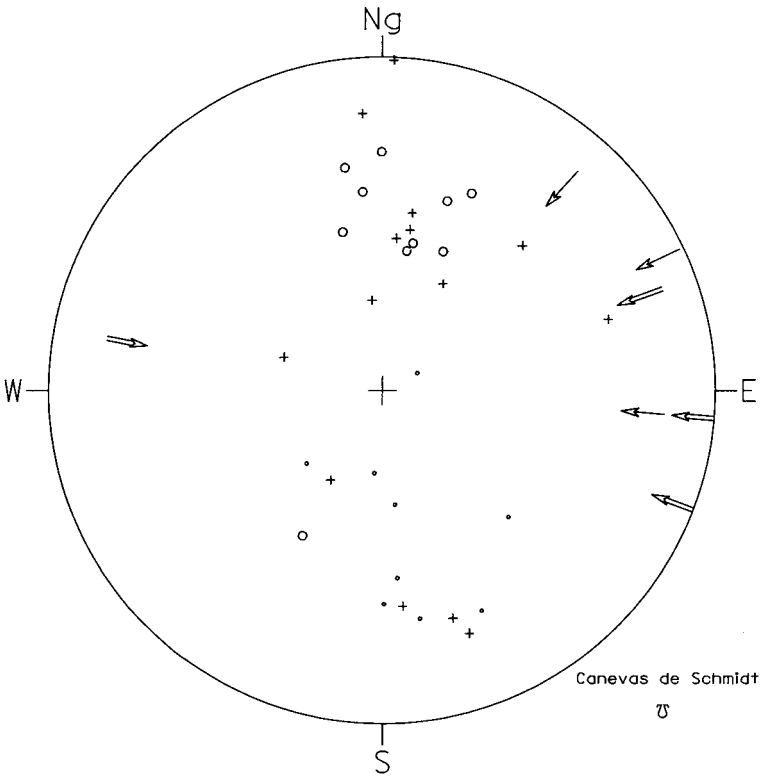


Fig.2. Eléments structuraux du synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire

- | | | | | | |
|---|------------------|---|------------------|---|-------|
| ← | Axe de pli P_1 | ⇐ | Axe de pli P_2 | | |
| + | S_0 | • | S_1 | o | S_2 |

phase D_2 tangentielle qui se manifeste par une déformation des axes P_1 et une crénulation régionale.

La déformation D_1 est caractérisée par une schistosité de flux subverticale S_1 , des linéations L_1 et des plis P_1 de direction $N 100^\circ E$; selon la nature du matériel affecté, ces éléments peuvent se présenter isolément ou ensemble. Les *siltstones* présentent une schistosité souvent bien marquée qui s'atténue lorsque les faciès deviennent wackeux ou gréseux. Elle est matérialisée par la disposition planaire des minéraux et les formes allongées des grains de quartz alternant avec des bandes plus ou moins riches en micas néoformés et orientés. L'orientation moyenne de cette schistosité est voisine de $N 95^\circ-100^\circ E$; elle est de plan axial dans les plis droits.

Les linéations L_1 sont visibles seulement dans les faciès grossiers : linéation d'étirement correspondant à la direction d'allongement préférentiel des grains de quartz et linéation d'intersection S_0/S_1 qui détermine un débit en « crayons ». Ces deux linéations sont parallèles ; leur direction moyenne est voisine de $N 100^\circ E$ avec un plongement variant de 5 à 30° vers l'Est (carrière de l'étang du Rocher en Sévérac, dans les Grès armoricains inférieurs).

Les plis P_1 correspondent aux mégastructures visibles à l'échelle de la carte géologique (synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire, cf. fig. 2) ; ces structures sont déversées vers le Nord sur le flanc nord du synclinorium, vers le Sud sur le flanc sud. La schistosité S_1 correspond statistiquement au plan axial de ces mégaplis. On observe un net gradient d'intensité de la schistosité du Nord-Est vers le Sud-Ouest.

La déformation D_2 , du Nord vers le Sud, est caractérisée par :

- une schistosité S_2 de crénulation à faible pendage nord, orientée $N 95^\circ$ à $N 130^\circ E$,
- des linéations L_2 subméridiennes obliques par rapport aux axes de plis P_2 . Les plis P_2 admettent S_2 comme plan axial ; ils sont centimétriques à métriques et présentent des charnières courbes. D'autre part, ils sont fortement asymétriques et présentent un déversement apparent vers le Sud.

La crénulation n'est visible localement que dans les formations schisteuses ; elle correspond à un microplissement tardif de la schistosité S_1 et elle est postérieure aux minéraux de métamorphisme post-schisteux qu'elle contourne.

Le moteur de cette déformation pourrait être la montée syntectonique des leucogranites (C. Le Corre, 1978).

En conclusion, c'est à la tectogenèse hercynienne que la région doit sa structure. Le Briovérien, puis le Paléozoïque montrent une succession de plis droits ou asymétriques, légèrement déversés vers le Sud ou vers le Nord, se regroupant en mésostructures synclinoriales et anticlinoriales étroitement tributaires, semble-t-il, de la position des granites en profondeur. S'il est possible de définir de grandes structures régionales, il est par contre difficile de suivre sur une longue distance les plis secondaires kilométriques ; en effet, les axes ont tendance à s'infléchir assez rapidement (anticlinorium de Lanvaux) faisant ainsi disparaître les structures qui sont relayées par d'autres ondulations, mais avec des décalages vers le Nord ou vers le Sud (C. Le Corre, 1978).

Fracturation

La tectonique cassante, pour l'essentiel postérieure au plissement, donc tardihercynienne, a provoqué des décrochements dextres $N 150^\circ-160^\circ E$. La faille Malestroit—Angers passant au Sud de Beslé est en réalité un faisceau de failles subdirectionnelles fragmenté par une série de failles verticales postérieures sub-

méridiennes. La microgranulite (*cf.* Redon à 1/80 000) de Timouy (la Boulaie) en Sainte-Marie est en réalité une brèche de faille silicifiée et minéralisée en fer (limonite) ; l'orientation de ces fractures affectant les formations du Groupe de Bains est subméridienne N 10° à N 170 °E. Des brèches de failles minéralisées en silice et limonite affectent également la terminaison périsynclinale des Grès de Redon.

Des argiles silteuses attribuées au Redonien sont plaquées sur l'axe d'un accident de direction N 80 °E affectant des quartzites et des schistes à andalousite à Aucfer. Les argiles présentent des plis en chevrons déversés vers l'Est ; ils sont homoaxiaux des plis des grès (N 90 °E plongeant de 10° vers l'Ouest). Des blocs de quartzites d'origine locale, à bords anguleux, sont emballés dans l'argile. Ces éléments caractérisent un rejeu de faille d'âge pliocène ou pléistocène ?

Une phase cassante pré-hercynienne existe : on peut l'observer dans une carrière abandonnée ouverte dans le Grès armoricain au Sud de l'Hôtel Hérault en Saint-Jean-la-Poterie. En ce point, les grès ont une direction N 125 °E et un pendage de 35° vers le Nord-Est. Ils sont recoupés par un filon d'aplite kaolinisée (apophyse du granite d'Allaire), de direction N 20 °E avec un pendage moyen de 75° vers l'Est. Ce filon est décalé par un rejeu tardi-hercynien banc sur banc dextre des quartzites. Le filon fossilise donc une fracture d'âge siluro-dévonien.

MÉTAMORPHISME

Il n'existe pas de discontinuité significative dans la cristallinité des micas dioctédriques néoformés entre les formations attribuées au Briovérien de la région de Saint-Dolay et les formations paléozoïques (B. Pivette, 1978). Les deux ensembles se situent dans le domaine de l'épizone.

L'évolution du métamorphisme peut être suivie grâce à ses diverses manifestations : minéraux précoces liés à l'anomalie thermique précédant les granites dans leur ascension, recristallisations orientées des phyllosilicates (chlorite), syntectoniques, contemporaines du raccourcissement régional (paroxysme synchisteux) dont la zonéographie se superpose à celle de la courbe de stabilité de la biotite et suivant la bordure nord du synclinorium de Saint-Georges et, enfin, recristallisations statiques lors de la mise en place tardive des granites hercyniens (auréole à chialstolite du granite d'Allaire).

RELATIONS ENTRE MÉTAMORPHISME ET DÉFORMATION

La schistosité régionale constitue un repère chronologique par rapport aux manifestations du métamorphisme dans la mesure où la déformation majeure synschisteuse est identique dans les formations protérozoïques et paléozoïques (B. Pivette, 1978).

• **Le premier épisode métamorphique M1** est un métamorphisme de contact anté-schisteux ; il se traduit dans les schistes cristallins de la région de Saint-Dolay par l'association : staurotide, grenat, andalousite partiellement ou totalement déstabilisée et par la présence de tourmaline et de muscovite dans les Grès et schistes de Bains au contact du granite de Lanvaux. Dans les formations paléozoïques, ce métamorphisme se traduit localement par de la chialstolite déstabilisée dans les schistes du Llanvirnien—Llandeilien, des grenats fractu-

rés et étirés dans certains faciès très chloriteux. Ces minéraux sont contournés par la schistosité de flux : ils sont donc anté-schisteux et liés à la réactivation du granite de Lanvaux (phase Lanvaux III : Silurien inférieur).

• **Le second épisode métamorphique M2** est un métamorphisme régional épizonal ; les minéraux synschisteux sont essentiellement des phyllosilicates dessinant une trame orientée correspondant à la schistosité de flux régionale. La paragenèse minérale est constituée de quartz + séricite (muscovite) + chlorite ± biotite ± chloritoïde. L'isograde de stabilité de la biotite synschisteuse se moule autour du granite d'Allaire et se superpose au métamorphisme épizonal. Ceci traduit un décalage entre les deux phases se succédant pendant le paroxysme synschisteux.

• **Le troisième épisode métamorphique M3** est un métamorphisme de contact tardif lié à la mise en place du granite d'Allaire. Il développe des minéraux post-schisteux : muscovite, biotite, chlorite, chloritoïde, andalousite (var. chiasfolite) et tourmaline. Les chiasfolites sont surtout abondantes dans les niveaux silteux (Aucfer).

Tous ces minéraux recourent la schistosité ou la fossilisent parfois et la crénelation se développe postérieurement à leur apparition.

Aux trois épisodes de plutonisme cambro-silurien du granite de Lanvaux succèdent des événements tectono-métamorphiques liés à la montée syntectonique des leucogranites hercyniens du type Allaire. Les minéraux de métamorphisme apparaissent en continuité par rapport aux différentes phases de déformation. Cette phase plutonique paraît synchrone des cisaillements de la zone broyée sud-armoricaine, dont on pourrait situer le début au Dévonien supérieur : l'âge radiochronologique « rajeuni » des Rhyolites de Rieux (351 ± 10 M.A.) (*) correspondant à l'ouverture du système au Famennien.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Les principales réserves aquifères dans le périmètre de la feuille Redon sont constituées par les formations gréseuses du Grès armoricain et des Grès de Redon, les massifs granitiques dans la mesure où ils sont fracturés et arénisés (granite d'Allaire principalement) et les formations meubles récentes (sables pliocènes et terrasses quaternaires, alluvions de fonds de vallées : Vilaine, Don, Oust, Arz, Isac). Les captages dans les schistes altérés, liés à des besoins locaux, fournissent des débits de l'ordre de 4 à 12 m³/h. Ils utilisent la nappe superficielle du manteau d'altération et du substratum schisteux. Les zones de contact entre niveaux lithologiques différents (rhyolites—schistes par exemple) peuvent fournir de bons débits (environ 100 m³/j dans le secteur de Rieux).

Les arènes granitiques du massif d'Allaire, conjuguées avec des réseaux de fractures peuvent alimenter les besoins locaux (65 m³/j, pH : 5,8 à Allaire). Les zones gréseuses constituent des aquifères importants (192 m³/j dans le Grès armoricain) ; les Grès de Redon contiennent une nappe d'eau, ferrugineuse localement, dont l'importance n'est pas évaluée.

(*) cf. P. Vidal (1980).

Magmatisme	Métamorphisme	Déformation	Age	Orogenèse
327 ± 10 M.A. (1) Leucogranite de Questembert Allaire		Rejeu de fractures Fracturation sub-méridienne	Syn- à post-Pliocène Tardi-varisque	Cycle hercynien ←-----→ Z BSA ▲ ▲ ▲
351 ± 10 M.A. (2) réactivation de la rhyolite de Rieux	M3 de contact post-schisteux M2 régional syn-schisteux	Cisaillements sub-directionnels D2 S2 + L2 + P2 crénulation D1 majeure S1 + L1 + P1	Stéphanien Viséen Famennien	
Lanvaux III (1) 433 ± 4 M.A. Lanvaux II (1) 474 ± 8 M.A. Lanvaux I (1) 553 ± 8 M.A.	M1 de contact anté-schisteux		Llandoveryen Ordovicien moyen Cambrien inférieur	Cycle caledonien ←-----→

(1) cf. P. Vidal, 1980 : $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$,
 (2) cf. B. Pivette, 1978 : $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$.

Les nappes alluviales de la Vilaine et de ses affluents sont souvent sollicitées bien que très vulnérables à la pollution (décharge de Saint-Nicolas-de-Redon) et sujettes à des variations saisonnières importantes.

Du point de vue ressources en eau, le secteur de Redon (amont et aval) est sans doute le plus intéressant. Le remplissage alluvial est bien connu grâce à de nombreux sondages effectués dans la vallée de la Vilaine. Il est extrêmement variable tant en épaisseur qu'en qualité : niveaux de tourbes et de vases intercalés dans les sables holocènes recouvrant des graviers pliocènes. La largeur de la vallée est également très variable (près d'un kilomètre à l'aval de Redon, quelques centaines de mètres à la Belle Anguille). Si ce secteur paraît prometteur du point de vue ressources en eau, il est aussi le moins bien connu du point de vue hydrogéologique et mériterait de ce fait une étude soignée.

RESSOURCES MINÉRALES ET CARRIÈRES

Minéralisations

Minéralisations filoniennes

La minéralisation la plus connue est l'indice d'or de Beslé (4.4001) qui a vraisemblablement été exploité par les Gallo-Romains. Il s'agit, selon F. Kerforne (1910 et 1921) d'un filon-couche de quartz encaissé dans les schistes ardoisiers et minéralisé en mispickel, pyrite et or. Le quartz contient des enduits de séricite. Il semble, en fait, que l'on ait affaire à un stockwerk de quartz, car nous n'avons pas observé de têtes de filon à l'affleurement. Si certains trous qui parsèment la colline de la Grenouillère semblent bien être d'anciens travaux miniers, la plupart des autres excavations sont, en fait, des ardoisières dans lesquelles nous n'avons pas vu trace de filon de quartz d'importance notable. Kerforne reconnaît d'ailleurs en 1922 que le gisement peut se présenter sous diverses formes, mais il maintient l'existence d'un filon-couche. Cette hypothèse est infirmée par les descriptions d'anciens travaux effectués à la Grenouillère et à Beix montrant l'extrême ramification des filonnets de quartz, ce que confirment nos observations. Le gisement possède une teneur en or de 21 g par tonne (F. Kerforne, 1921) ce qui a justifié des travaux de recherches en 1930, abandonnés pour des raisons principalement financières.

Les minéralisations de la Chapelle-Saint-Mélaine (3.4001), sur la rive droite de la Vilaine, constituent en quelque sorte, le prolongement du gisement de Beslé (F. Kerforne, 1922) ; elles ont fait l'objet, elles aussi, de nombreux travaux de recherches vers 1910 et en 1966. Les filons de quartz font partie d'un stockwerk minéralisé dans les schistes ardoisiers avec : or (1,5 g/t), stibine, cassitérite, blende brune et noire, chalcopryrite, covellite, malachite, mispickel, pyrite. Le quartz est carié, rubéfié, avec empreintes de cristaux de pyrite détruits par oxydation. Ce faciès superficiel est analogue au quartz de Beslé ; on le retrouve dans d'anciens travaux inédits à la Renaudais en Saint-Perreux, mais situé cette fois au contact schistes ardoisiers—Schistes de Saint-Perreux.

Un filon de quartz laiteux massif situé près du contact du granite d'Allaire et des schistes tachetés briovériens à la Pouenais en Allaire a fait également l'objet d'un grattage ancien ; ce quartz n'est pas minéralisé. D'autres filonnets de quartz situés dans les formations paléozoïques ou au contact de deux formations présentent quelques minéralisations de fer (hématite) en mouchetures : le Poteau Vert en Avessec, secteur ouest de Sainte-Marie, Butte de l'Étang à Massérac. Deux indices de quartz minéralisé en hématite à faciès « chapeau de fer » présentent des paramètres géochimiques d'altération de roches basiques :

Coismo en Massérac et la Triardais en Avessac. Ces minéralisations sont liées à des accidents méridiens mis en évidence par la géophysique (analyses Division minière Vendée-Bretagne du B.R.G.M.).

La cassitérite est présente en grains dans les alluvions des ruisseaux situés dans l'axe du prolongement du granite d'Allaire d'Ouest en Est. Au minerai d'étain, sont associés des minerais comme l'or et la wolframite. La répartition de cette association minérale est donc liée à la présence à faible profondeur, sous les schistes ordoviciens, d'une masse granitique dont les apophyses (aplitites et quartz) sont minéralisées (L. Chauris, 1965). On peut noter la disparition de ces minerais alluvionnaires, dans les ruisseaux drainant les formations du synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire. Les cartes géophysiques complètent cette observation par la mise en évidence d'une série de dômes magnétiques compartimentés et alignés depuis Fégréac jusqu'à Nozay prolongeant la bordure sud du granite d'Allaire (C. Wéber, 1967). Un indice de quartz stannifère a été signalé près de Saint-Dolay (5.4001), en éboulis, non loin des indices de la Haie Robert et de la Hautière (feuille Questembert).

Minéralisations sédimentaires

Localement, les grès armoricains supérieurs contiennent des concentrations de rutile et de zircon d'origine détritique (P. Faure, 1979), pouvant donner lieu à de légères anomalies radioactives (de l'ordre de 70 à 100 μ R/H), par exemple, la bande de Grès armoricain située au Sud du massif d'Allaire entre Kernaven et le Pigeon et, très ponctuellement, les grès de Saint-Clair-en-Plessé (B. Mulot, 1969). Les grès du Groupe de Bains ainsi que les grès de Redon contiennent également du zircon mais beaucoup moins de rutile.

De la monazite à europium a été signalée dans des structures microstromatolithiques contenues dans des schistes à Beix près de Beslé (G. Machairas, 1971).

Le fer sédimentaire est très répandu dans plusieurs formations depuis l'Ordovicien supérieur jusqu'au Pliocène.

Le Grès armoricain inférieur contient quatre niveaux ferrifères reconnus (J.-J. Chauvel, 1971) comprenant de la magnétite cristallisée en octaèdres souvent pseudomorphosés en hématite (martitisation), du stilpnomélane, de la sidérite et plus rarement de l'hématite aciculaire. La magnétite peut constituer jusqu'à 30 % du volume total de la roche (B. Pivette, 1978). La carrière de l'étang du Rocher à Saint-Dolay permet d'observer de très belles concentrations de minéraux entre des rides de courant, à la surface des bancs de Grès armoricain. Les quartzites d'Aucfer contiennent du fer oligiste concrétionné dans des géodes. Des prospections ont mis en évidence une couche magnétique située au contact du Grès armoricain et du schiste ardoisier dans la région de Saint-Gildas-des-Bois, autour de la Haute Ville et de la Butte aux Loups (R. Maillot, 1962).

Les Schistes de Saint-Perreux contiennent du fer à l'état diffus, colorant en rouge pratiquement l'ensemble de la formation.

Les Grès de Redon contiennent du fer oligiste filonien présentant une structure quelquefois complexe (filons zonés ou bréchiformes). Un niveau sans doute riche en magnétite détermine une série de petites anomalies magnétiques alignées suivant une direction N 100-110 °E dans l'axe du massif gréseux.

Les schistes siluriens du synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes dans la région de Beslé contiennent des imprégnations de limonite résultant de l'oxydation de pyrite hydrothermale dont on retrouve de nombreux fantômes de cristaux dans les schistes (O. Horon, 1962). Ce minerai a fait l'objet de travaux de

recherches à Beslé où les carbonates signalés à Richebourg (C. Barrois, L. Bochet, 1890) semblent être de la sidérite.

On retrouve du fer dans des grès aliotiques, à la base de certaines coupes dans le Pliocène marin. Ces grès ferrugineux sont présents lorsque le Pliocène repose sur un *bed-rock* imperméable (argile, schistes altérés). Ils sont absents du profil par exemple sur les Grès de Redon où le fer a pu migrer en profondeur.

Dans les alluvions quaternaires, la limonite est encore présente sous forme de nodules roulés bruns, denses, ou de billes dans les sables du Don, par exemple (P. Devismes, 1978). Lorsque le Pliocène a été complètement lessivé par l'érosion, on ne retrouve en surface que les nodules ferrugineux qui ont fait localement l'objet d'une exploitation ancienne.

Signalons enfin, pour mémoire, que les alluvions holocènes des environs de Saint-Perreux contiendraient 1 décigramme d'or pur par mètre cube (C. Barrois et L. Bochet, 1890).

Roches

sab. **Sable.** Les sables pliocènes jaunes ou rouges font l'objet d'exploitations temporaires pour les besoins locaux : sablière de Tranhaleux à Rieux pour la déviation de la zone portuaire de Redon. Ces sables marins fins, homogènes, un peu argileux, ne peuvent servir que comme matériau de remblai ; de plus, leur mode de gisement est bien trop irrégulier pour en envisager une exploitation extensive.

sgr. **Sables et graviers.** Les sables fins pliocènes peuvent être surmontés de matériaux sablo-graveleux hétérogènes plio-pléistocènes qui ont une plus grande extension : terrasses de Fégréac, de Théhillac, etc. Leur épaisseur ne dépasse pas généralement 3 à 4 m avec des variations locales importantes. Ces matériaux sont employés en remblais exclusivement (J. Guigues, Y. Herrouin, J.-C. Limasset, 1975).

Dans la région de Redon, le développement des alluvions de fond de vallée est très important. Les nombreux sondages effectués à l'aval de Redon montrent que les vases et les tourbes flamandaises, dont l'épaisseur peut atteindre jusqu'à 17 m, reposent partout sur des graviers sans doute pléistocènes dont l'épaisseur varie de 1 à 8 mètres. Dans ces conditions, il est exclu d'envisager une exploitation de ces graviers ; toutefois, dans la région comprise entre Massérac et Beslé, l'épaisseur des vases diminue nettement de 4 m à 1 m au profit des graviers qui peuvent avoir plus de 6 m d'épaisseur (J. Dépagne, 1971).

are. **Arènes.** Le granite d'Allaire est très arénisé sur sa terminaison orientale ; les arènes n'ont été utilisées qu'à Saint-Jean-la-Poterie même, au Sud du bourg, sans doute pour la viabilité. Il ne nous paraît pas souhaitable d'envisager une quelconque utilisation de ce matériau, dans la mesure où il constitue un aquifère non négligeable en pays granitique.

tor. **Tourbes.** La Vilaine et ses affluents possèdent de nombreux et vastes marais composés de vases et de tourbes ; ces dernières n'ont été exploitées qu'en un seul point à Théhillac, dans le marais de la Haie traversé par le ruisseau du Moulin du Rocher. Les caractéristiques de ce gisement sont connues (Les Tourbières françaises, 1949) : tourbe brune, glaiseuse, fond de sable et glaise ; surface : 9 ha ; épaisseur moyenne : 1,8 à 2,2 m ; volume :

185 000 m³ ; teneur en cendres : 18,3 à 40,4 % ; découverte moyenne : 0,10 mètre.

Le marais du Bézo en Saint-Dolay contient 10 à 20 cm de tourbe en surface, puis, vers 3 m de profondeur, 0,50 à 0,75 m de belle tourbe reposant sur 3 à 4 m de vase. L'épaisseur moyenne du gisement est de 0,60 m (Les Tourbières françaises, 1949).

Nous ne connaissons pas les caractéristiques des autres zones tourbeuses du val de Vilaine, dont les plus importantes sont situées entre Redon et Beslé.

Rappelons pour mémoire que les tourbes sont employées comme composts par les horticulteurs et les maraîchers.

arg. **Argiles.** L'argile pléistocène a été exploitée autrefois à Saint-Jean-la-Poterie. L'historique de cette production artisanale de poterie est assez bien connue depuis 1420 (J. Héligon, 1909, J. Chauvel, 1956). L'argile ou *lise* et le *sablou* étaient extraits aux lieux-dits les Lizières puis aux Fosses ; le pétrissage et le tournage étaient faits par les femmes. On peut encore voir un ancien four intact entre la faïencerie et la route d'Allaire. Un projet de reprise semi-artisanale du gisement est envisagé. L'argile est grise, parfois verdâtre avec de minces lamines de sable ferrugineux et de nombreuses concrétions de carbonate de calcium (*les mignons*) ; elle contient en abondance des spicules siliceux d'éponges, ce qui, du point de vue pétrographique, la classe dans les spongolithes.

Le gisement est très limité en extension ; en fait, il est circonscrit dans la cuvette située au Nord du bourg de Saint-Jean. L'épaisseur de l'argile est d'une dizaine de mètres en moyenne. Elle repose sur 15 m de sable ferrugineux. Deux autres minuscules lambeaux d'argile ont été exploités autrefois aux Mortiers et à Beaumelas en Auessac. En ce dernier lieu, les vestiges de fours découverts dans le hameau et une motte située à côté de la carrière attestent de l'exploitation de ce petit gisement au Moyen-Age.

ard. **Ardoises et dalles rustiques.** Contrairement à l'opinion généralement répandue, l'ardoise a été utilisée dès la conquête romaine. Les schistes ardoisiers du flanc nord de l'anticlinorium de Lanvaux ont été exploités par les Gallo-Romains, comme en témoigne la céramique trouvée dans les déblais des nombreuses petites ardoisières de la colline de la Marzelière en Beslé qui fonctionnèrent jusqu'au début du XIX^e siècle.

La meilleure preuve de l'utilisation de l'ardoise avant le Moyen-Age est fournie par les fouilles de l'habitat rural gallo-romain de Kermagouer en Auessac. Les thermes de cette petite *villa* sont dallés d'ardoise ; par ailleurs, sur tous les autres sites gallo-romains répartis dans la région les débris d'ardoise voisinent avec les fragments de *tegulae*, les moellons de quartz et les fragments de poteries.

L'exploitation du schiste ordovicien a perduré depuis lors, mais n'a jamais atteint, dans la région qui nous intéresse, les dimensions des carrières de Rochefort-en-Terre ou d'Angers. Parmi les cinq bandes de schistes ardoisiers inférieurs traversant la carte, les secteurs strictement ardoisiers semblent très limités en extension. Au Nord-Est, la bande de Beslé est criblée de trous entourés de déblais ; les replis de la Grée du Moulin et de Port-Rolland en Massérac ont eux aussi été exploités. La bande de Guéméné-Penfao semble fournir de meilleures ardoises au Nord-Ouest du bourg qu'au Sud-Est, cette dernière zone est structuralement très perturbée par des filons de quartz, des *kinks* et des microplis.

La bande ardoisière qui va de la Groussinac en Sainte-Marie à la vallée de l'Arz est jalonnée de nombreuses carrières abandonnées.

Enfin, la bande située à l'Ouest de Sévérac n'a été exploitée que dans les secteurs du Moulin du Roho en Saint-Dolay et de la Butte Brûlée en Sévérac. Il semble, bien que ceci reste à démontrer, que les meilleures zones ardoisières soient situées dans des secteurs faillés, mais non plissés. Les zones ardoisières, plus compactes, se sont comportées comme des îlots incompetents vis-à-vis des forces plicatives (Y. Herrouin, 1970).

Dans toute la région du pays redonnais, les schistes ardoisiers ont été utilisés pour clôturer les champs ; ce sont les fameux *palis* qui, broyés par les bulldozers du remembrement, disparaissent de plus en plus créant, de ce fait, de faux affleurements de débris schisteux ne se distinguant des vrais que par leur patine terne et leurs bords arrondis.

Il n'y a plus aucune ardoisière en activité sur toute l'étendue de la carte, mais certaines zones pourraient être reprises de façon artisanale, moyennant un choix judicieux de leur emplacement, en fonction du contexte structural et lithostratigraphique, et peut-être aussi du degré de métamorphisme subi par les schistes (présence de chloritoïde).

cog, dle. **Conglomérats, dolérite.** Les gisements très ponctuels de ces deux matériaux leur confèrent un intérêt purement anecdotique ; le conglomérat du Dréneux a pu servir de pierre de construction pour les maisons anciennes de la région de Sainte-Marie. La dolérite des Novettes en Fégréac n'a pu fournir que de mauvais moellons, compte tenu de son degré d'altération.

jas, qua. **Phtanites, quartz.** De nombreux chemins ruraux ont été empierrés, et le sont encore parfois, avec des fragments de phtanites gris ; certains filons de quartz, très diaclasés, ont été exploités pour le même usage. Pratiquement tous les bancs de phtanites cartographiés sont ponctués de petits trous envahis par la végétation.

rhy, quz. **Rhyolites, quartzites.** La rhyolite de Rieux a été exploitée dans une vaste carrière, aujourd'hui abandonnée, à la butte du Bellion en Fégréac comme matériau de ballast. La distribution géographique des pointements rhyolitiques sur la feuille Redon est défavorable à une nouvelle exploitation, compte tenu des problèmes d'environnement que cela pourrait créer : proximité d'un village, d'une voie ferrée, d'un site archéologique ; de plus, la faible extension des gisements ne permet pas d'envisager une exploitation de taille industrielle.

Par contre, les quartzites sont exploités en grandes carrières à Aucfer, comme granulats et pour des enrochements (production $\leq 100\ 000$ t/an). La situation de ces carrières ne nous paraît pas très judicieuse à deux points de vue ; d'une part, l'environnement paysager de la sortie sud de Redon est gravement endommagé par deux gigantesques fronts de taille visibles à des kilomètres à la ronde ; d'autre part, le gisement se trouve coincé entre les marais de l'Oust et les résidences de Saint-Jean-la-Poterie ce qui oblige les exploitants à suivre le bord de la colline d'Aucfer au lieu de l'attaquer vers le Sud-Ouest. La tectonique complexe de ce secteur laisse prévoir à terme des problèmes de réserves.

Les quartzites de Saint-Gildas-des-Bois ont été exploités dans plusieurs grandes carrières à présent noyées par la nappe phréatique ; néanmoins, les condi-

tions de gisement nous paraissent nettement plus favorables dans ce secteur qu'à Aucfer.

Les grès de l'Eclys ont une texture trop hétérogène pour être utilisés comme granulats ; ils ont été extraits autrefois pour servir de moellons, semble-t-il.

En définitive, la seule formation pouvant *a priori* fournir des matériaux à concasser est le Grès armoricain inférieur dans le secteur compris entre Guenrouet et les Buttes de Brénugat.

grn. **Granite, pierre de taille.** Les granites sont peu exploités sur la feuille Redon. Le granite d'Allaire, très arénisé dans sa terminaison orientale, n'est exploité actuellement que dans la carrière de la Saudraie en Allaire (faciès surmicacé) ; son système de fracturation permet une exploitation aisée, mais néanmoins artisanale ; c'est surtout la partie superficielle altérée du gisement (granite roux) qui est utilisée pour la confection de cheminées rustiques, de linteaux et de moellons décoratifs. Le granite sain, de couleur gris-bleu à grain fin, est très peu utilisé. Entre Allaire et Saint-Jean-la-Poterie, de nombreux trous attestent de l'utilisation de ce matériau pour la construction locale, surtout au 18^e siècle.

Compte tenu de son degré d'altération, de sa couleur, de ses caractéristiques structurales, c'est surtout dans cette région que devraient s'orienter les recherches de granites du type « rustique ». Le granite de Lanvaux n'occupe qu'une faible superficie sur la carte Redon. Signalons simplement quelques anciennes carrières situées sur sa bordure sud, dont il a été tiré sans doute des moellons pour les besoins locaux (Sud de Saint-Vincent-sur-Oust et, à l'Ouest, près du calvaire du Cormier, au lieu-dit les Couédies en Bains-sur-Oust).

grw. **Grauwackes.** Très localement, à la Houssais en Sévérac par exemple, des grauwackes ont été utilisées comme pierre de construction ; un tel matériau ne peut être réemployé que dans des opérations de restauration en « pierre du pays ».

grs, grss. **Grès de dallage.** Les Grès de Redon ont été exploités en de nombreux points comme moellons de construction. Actuellement, et dans certains secteurs, ils sont activement exploités comme pierre de dallage (le Pont, le Haut Gland et Pordor en Avessac, la Gériaies en Saint-Nicolas-de-Redon). Les pierres de dallages doivent être ingélives, antidérapantes, d'une épaisseur ne dépassant pas 5 cm ; elles doivent présenter des qualités décoratives souvent assujetties à la mode. Les Grès de Redon sont exploités lorsqu'ils sont pigmentés par des oxydes de fer, ce qui leur donne des teintes pourpres à violacées un peu analogues aux grès triasiques de la Rhune (Pays basque), qui sont très demandés sur le marché français. La répartition de cette pigmentation ferrugineuse est irrégulière ; de même, le grès de Redon n'a pas toujours un faciès en petits bancs et il est parfois très fracturé.

Les futures carrières devront donc être ouvertes dans les secteurs minéralisés en fer (remplissages de fractures par de l'oligiste) qui pigmentent le grès d'une façon très variable. Il faudra éviter les bordures de la zone affleurante, ainsi que les zones plissées du Nord d'Avessac. Les bancs de quartzites durs sont également des éléments gênants. En tenant compte de tous ces facteurs, il faudra délimiter les zones gréseuses se débitant en dalles, ce qui nécessite une prospection détaillée dans les zones favorables.

OCCUPATION HUMAINE DU SOL

ARCHÉOLOGIE PRÉHISTORIQUE ET HISTORIQUE

La feuille couvre presque essentiellement le pays de Redon, dont le trait dominant est constitué par les marais de la Vilaine et de ses affluents ; au cours des siècles, cette petite entité naturelle n'a jamais connu de véritable unité historique.

L'occupation humaine est attestée au Néolithique, surtout par ses vestiges monumentaux : menhir de Saint-Clair en Plessé ; tumulus de Ligançon en Plessé, de Saint-Perreux, d'Avessac (carte de la Gaule, 1869) et par quelques trouvailles isolées superficielles faites lors des levés : haches polies en dolérite à la Cour en Sévérac, à Remballais en Avessac, à Coisfoux en Guéméné, lame en silex du Grand-Pressigny, éclat en silex gris à la Godée en Saint-Nicolas-de-Redon. Aucune structure d'habitat datant de cette période n'est connue dans la région. Par contre, nous avons découvert en 1979, au sommet du front de la carrière de Beaumont en Plessé, la coupe d'un fossé de section quadrangulaire d'où semblaient provenir plusieurs tessons de poterie datant de la fin de l'Age du Bronze — début de l'Age du Fer.

Le val de Vilaine sert de frontière à trois cités gauloises : au Nord, les Coriosolites entre Vilaine et Oust, les Venètes, à l'Est et au Sud, les Namnètes (Archéologie en Bretagne, 1978).

L'occupation romaine se manifeste par quelques sites ruraux dont la situation géographique semble autant répondre à des besoins stratégiques qu'agricoles (sites du Bellion en Fégréac, de la Butte des Buis à la Chapelle-de-Brain, de Kermagouer en Avessac et de la Bosse en Plessé) ; ce sont des sites de hauteur, implantés à proximité de voies terrestres ou dominant des gués. Ces habitats montrent l'utilisation des matériaux locaux pour leur construction (ardoise, granite...). C'est à cette époque que l'on atteste l'exploitation des ardoisières ainsi que de la mine d'or de Beslé. Certains puits de section carrée retrouvés dans les grès de Redon à Saran en Guéméné ou au bois de Ballac en Pierric semblent liés à des exploitations antiques de fer.

Plusieurs voies romaines traversent la feuille : la voie principale d'Angers à Vannes est encore visible sur 1 km, au Sud d'Allaire. Elle traverse la Vilaine au seuil du Bellion, puis, de Fégréac, se dirige sur Blain. Une autre voie traverse la carte d'Ouest en Est, depuis Redon jusqu'à Guéméné-Penfao. De Blain, une autre voie se dirige vers Guéméné, franchit la Vilaine à Beslé ; on en retrouve un tronçon pavé à Langon, au bord de la rivière.

On connaît assez peu de vestiges du Haut Moyen-Age : signalons cependant les nécropoles mérovingiennes de Bellevue en Fégréac et de la Gériaie en Saint-Nicolas-de-Redon. Le château de Rieux reste le témoin monumental le plus important de cette époque. On doit rapporter au Bas Moyen-Age (J. Heligon, 1909) l'exploitation comme terre à poteries des argiles de Saint-Jean-la-Poterie (attestée en 1420) et de Beaumelas en Avessac, cette dernière étant protégée par une petite motte encore bien visible.

Les nombreux amas de scories, nous l'avons vu précédemment, ne sont pas datés avec certitude. On sait que certains amas correspondent à des minières gallo-romaines (Forêt du Gâvre, *in* L. Davy, 1890) ayant exploité des nodules d'hématite contenus dans des placages de Pliocène résiduel. L'exploitation du fer des minières et des scories elles-mêmes s'étant poursuivie jusqu'à la fin du XIX^e siècle, il est très difficile d'évaluer la chronologie des amas, sans éléments archéologiques valables.

Les grès ferrugineux pliocènes ont servi à la confection de meules dont nous avons vu un exemplaire à la ferme du Haut Renihel en Avesnac et des ébauches sur un affleurement à l'Est de la ferme du Plessix à Rieux en bordure du CD 114. Nous ignorons à quelle époque attribuer ces vestiges, en l'absence de tout contexte archéologique.

Dans toute la région, surtout dans les dépressions schisteuses, règne le bocage propice à l'élevage ; malheureusement, les haies sont progressivement détruites par les remembrements. Les champs de maïs et de choux fourrager se multiplient, surtout dans la région de Guéméné-Penfao. Les pommiers à cidre sont encore très nombreux dans les prairies. De grands travaux de drainage ont pratiquement asséché les marais de la Vilaine dont les plans d'eau étaient autrefois permanents et servaient de séjour à de nombreuses espèces d'oiseaux migrateurs.

La forêt domaniale du Gâvre, installée sur des alluvions argilo-caillouteuses est le principal massif forestier de la région.

L'installation humaine, très dispersée, traduit la nature du sous-sol dans les constructions : les maisons en schistes et les *palis* (*) dominent dans toute la région, sauf à proximité des massifs granitiques où les habitations sont construites en moellons de granite. Les toitures en ardoises ou en lauzes sont omniprésentes.

Sur le plan agricole, la grande diversité des sols et surtout leur pauvreté rendent illusoire les tentatives de monoculture intensive que les remembrements inconsidérés tendent à encourager. Ces pratiques ont pour effet, déjà perceptible dans la région d'Allaire, d'éroder des sols peu riches en matière organique : les arènes granitiques n'étant plus retenues par les haies laissent la roche à nu et sont transportées par les eaux de pluie sous forme de coulées boueuses qui empâtent les thalwegs.

La zone des Grès de Redon n'est pas mieux favorisée : les sols très acides, le relief un peu plus contrasté qu'ailleurs se prêtent plus à la sylviculture qu'à l'assolement.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

Le Guide géologique régional : Bretagne, édité par Masson et Cie, Paris, en 1977, indique quelques localités du Pays de Redon (itinéraire 12). A la faveur des levés certains sites supplémentaires paraissent devoir être mentionnés pour leur caractère exceptionnel ou représentatif.

Itinéraire I

Au départ de Redon, prendre la route de Ploërmel (D 65 puis D 764 après le franchissement de l'Oust). Passer la Grée des Moulins (schistes ardoisiers inférieurs) jusqu'à un calvaire édifié sur un monticule de blocs de quartz cristallisé ; à 350 m après le calvaire à droite de la route, s'ouvre une carrière plus ou moins abandonnée (Ia). On y observe des îlots de siltites argileuses à trous de Phollades alternant avec des grès séricitiques jaunes, le tout redressé à la verticale. Il s'agit des Schistes et grès de Bains qui sont recouverts de sables jaunes

(*) *palis* : clôtures en dalles de schistes, typiques de la région de Redon.

à dragées de quartz attribués au Pliocène ; les sables pliocènes sont eux-mêmes ravinés par des alluvions anciennes sablo-graveleuses rubéfiées plus ou moins colluvionnées.

Repartir en direction de Saint-Vincent-sur-Oust ; après le cimetière, prendre une petite route à gauche au calvaire, puis un chemin à droite. Au coude du chemin, à droite de celui-ci, une ancienne carrière (Ib) en partie comblée montre à la base le granite de Lanvaux mylonitisé recouvert par d'anciennes siltites recristallisées du Groupe de Bains. Ces roches présentent un faciès laminé et recristallisé d'origine tectono-métamorphique.

On peut revenir sur Redon en passant par les falaises de Ty Kendal'ch entaillées dans le granite de Lanvaux à structure planaire.

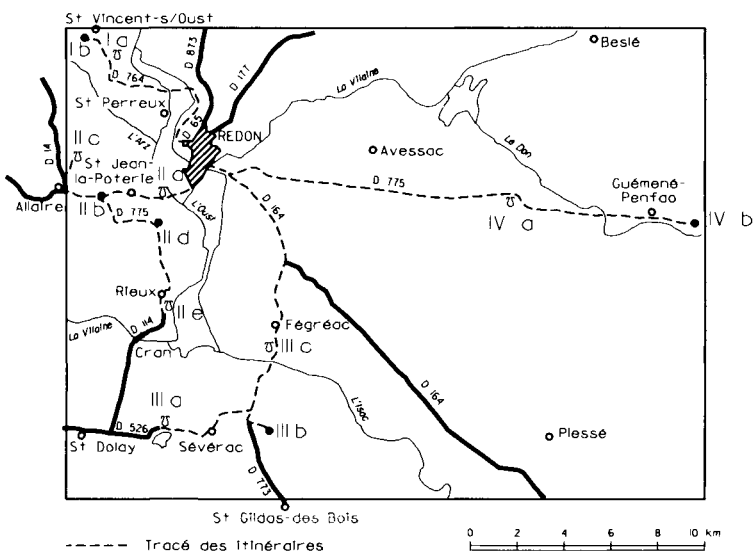


Fig.3 - Itinéraires géologiques

Itinéraire II

De Redon, prendre la route de Vannes (D 775), traverser l'Oust au pont d'Aucfer, puis, immédiatement à droite, s'arrêter sur le terre-plein de la carrière du Petit Rocher (IIa) (cf. itinéraire 12 du Guide géologique Bretagne). Autorisation de visite à demander au bureau à l'entrée des installations, port du casque obligatoire, surplombs dangereux. Cette carrière exploite une alternance de quartzites et de siltites métamorphosés au contact du granite d'Allaire ; au sommet de la carrière (grand tas de déblais visible depuis la zone portuaire de Redon), on peut observer, de part et d'autre d'une faille les schistes ardoisiers à chialtolites orientées et étirées et la série silto-gréseuse. Des argiles sableuses varvées et des sables jaunes, en poche ou remplissant une sorte de goulotte dont l'axe est dirigé sur l'installation de concassage, reposent sur l'axe de la faille. Au sommet de la goulotte, on remarque des gros galets de quartz, des encroûtements ferrugineux et des trous de Pholades dans les schistes formant le substrat de ce chenal. Ces éléments sont représentatifs d'un Pliocène marin à faciès côtier, comblant un paléorelief indépendant du relief actuel ; certains faits comme le pendage des argiles de la goulotte et les plis en chevrons des argiles

de la poche sommitale font envisager une tectonique locale post-pliocène (rejeu de faille).

Depuis Aucfer, prendre la route montant à Allaire par Saint-Jean-la-Poterie ; à 1 km à la sortie du bourg, après un thalweg, la route entame la côte en tranchée : se garer au début de la tranchée (IIb). Partir du granite plus ou moins altéré et observer des boules de granite emballées dans des sables rubéfiés à niveaux de graviers reposant sur du sable jaune homométrique. Il s'agit là d'une falaise côtière, vestige d'un rivage pliocène exceptionnellement conservé.

Continuer jusqu'au bourg d'Allaire, prendre la D 14 au carrefour devant l'église ; 500 m plus loin, prendre une petite route à droite menant au lieu-dit la Saudraie. Un peu avant ce hameau, sur la gauche, s'ouvre une carrière en activité (IIc) dans le faciès « surmicacé » du granite à deux micas d'Allaire. Remarquer la fracturation du massif qui permet l'extraction aisée de beaux blocs.

Revenir ensuite sur Allaire et redescendre vers Redon par la D 775 ; après le hameau de Gléré, garer le véhicule dans un virage aménagé (IIId). En face, on peut voir des sables pliocènes jaunes et rouges très ferruginisés, piégés entre deux chicots de schistes séricitiques paléozoïques. Les consolidations de type aliotique sont des phénomènes pédologiques anciens liés au lessivage de gisements de fer paléozoïques situés à proximité. Ce fait est constant sur toute la feuille Redon.

On peut poursuivre jusqu'à Rieux par la D 114 en direction du pont de Cran. A 600 m de l'église, à gauche de la route, un peu avant Tranhaleux, s'ouvre une sablière dans les alluvions rubéfiées quaternaires de la terrasse de Rieux (IIe). Les alluvions reposent soit directement sur des schistes argileux rouges soit sur des sables jaunes marins pliocènes que l'on peut admirer dans une carrière située en contrebas de la précédente. Les alluvions quaternaires ravinent les sables pliocènes ; à certains endroits favorables, la différence de granulométrie entre les deux formations est spectaculaire. Là encore, les sables pliocènes sont piégés dans une paléovallée creusée dans les schistes paléozoïques.

Itinéraire III

Depuis Redon, aller jusqu'à Sévérac, puis en direction de Saint-Dolay, à l'étang du Rocher (cf. guide Masson) où l'on peut voir le Grès armoricain à magnétite (IIIa). Revenir à Sévérac et rejoindre la D 773 où l'on prend la direction de Saint-Gildas-des-Bois. A 800 m du carrefour, dans un virage, prendre un chemin à gauche de la route nationale. Ce chemin monte au Rocher de la Vache (IIIb). Devant la chapelle, dans les ajoncs, monter sur les blocs de quartzites tectonisés, à schistosité fruste donnant à la roche un aspect vaguement rubané. Ces quartzites, très recristallisés, sont des Grès de l'Eclys. On y remarque des fantômes de nodules soulignant le plan de stratification.

Revenir sur la D 773 et repartir en direction de Redon, franchir l'Isac, traverser le hameau de Pont-Miny ; à 300 m après les dernières maisons, sur la gauche d'un grand virage, s'ouvre une ancienne carrière dans les quartzites séricitiques feuilletés de Fégréac (IIIc). Ce niveau, généralement très altéré, est ici bien observable. On y remarque notamment des plis millimétriques à décimétriques, fortement assymétriques déversés vers le Sud. Les quartzites de Fégréac sont un bon niveau repère dans la série de Saint-Georges-sur-Loire.

Itinéraire IV

De Redon, prendre la D 775 vers Guéméné-Penfao. A 4 km après le carrefour de la Ville-en-Pierre, des carrières de grès rouges s'ouvrent au sommet d'une côte, dans un virage (IVa). Ces grès sont exploités comme pierre de dallage du

fait de leur débit en petits bancs ; ce sont les Grès de Redon. Ils montrent quelques figures sédimentaires (stratifications obliques, galets mous aux interfaces des bancs) ; en fonction de l'évolution des carrières, il sera possible d'observer des failles verticales à faible rejet. Les grès sont pigmentés par des oxydes de fer dont l'origine semble provenir de cristaux de pyrite altérés.

Continuer jusqu'à Guéméné-Penfao ; à la sortie est de la bourgade, prendre la route menant au terrain de camping. Nous sommes sur la Grée de Guéméné (IVb) : il s'agit des schistes ardoisiers inférieurs que l'on attribue au Llanvirnien-Llandeilien. Les meilleurs affleurements sont situés à mi-pente en descendant vers le Don. On y observera de nombreux éléments structuraux : schistosité de flux, filons de quartz microplissés et boudinés soulignant la direction d'étirement, *kink-bands*.

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

- BABIN C. (1958) — Contribution à l'étude de l'axe du synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes entre Renac (Ille-et-Vilaine) et Pierric (Loire-Atlantique). D.E.S., Rennes, 56 p.
- BABIN C. *et al.* (1976) — Lexique des formations de l'Ordovicien armoricain. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, n° spécial, 31 p.
- BARROIS C. (1896) — Notice explicative de la carte géologique détaillée à 1/80 000, feuille Saint-Nazaire, n° 104, 1^{re} édition. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XXIV, p. 137-160.
- BARROIS C. et BOCHET L. (1889) — Notice explicative de la carte géologique détaillée à 1/80 000, feuille Redon, n° 90, 1^{re} édition. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 17, p. 16-28.
- BERTHÉ D., CHAUVEL J.-J., JEGOUZO P., PLAINE J. (1977) — Données nouvelles sur l'origine du « complexe » des schistes et arkoses de Bains (Cambro-Arenig ? de Bretagne Centrale). Réunion ann. Sci. Terre, Rennes, p. 66.
- BRGM-CETE de l'Ouest (1978) — Recherche de sables et graviers exploitables dans les vallées du Blavet, de l'Oust, de l'Aff et de l'Arz (Morbihan). Rapport B.R.G.M., n° 78 SGN 307 BPL.
- CAVELIER C. (1981) — Pliocène. In : La synthèse géologique du Bassin de Paris, Ed. B.R.G.M.
- CHAROY B. (1970) — Le massif de Questembert (Morbihan) : variations pétrographiques et géochimiques dans les granites à deux micas ; étude de la radioactivité. Thèse, Nancy, 315 p.
- CHAURIS L. (1965) — Les minéralisations pneumatolytiques du Massif armoricain. *Mém. B.R.G.M.* n° 31, 218 p., Paris.
- CHAURIS L., GUIGUES J. (1969) — Gîtes minéraux de la France. Vol. I : Massif armoricain. *Mém. B.R.G.M.*, n° 74, 96 p., 8 cartes h.-t.
- CHAUVEL J. (1952) — Microfossiles du Pliocène de Saint-Jean-la-Poterie. C.R. Cong. Soc. sav., Rennes, p. 159-162.

- CHAUVEL J. (1956) — La faune pliocène de Saint-Jean-la-Poterie. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, nlle série, fasc. 1.
- CHAUVEL J.-J. (1960) — Sur l'anticlinal de Lanvaux et ses enveloppes sédimentaires entre Peillac et Bains-sur-Oust (Bretagne méridionale). *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, 1, 12, Paris.
- CHAUVEL J.-J. (1971) — Contribution à l'étude des minerais de fer de l'Ordovicien inférieur de Bretagne. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, n° 16, Rennes, 243 p.
- CLÉMENT J.-P. (1973) — Carrières de Loire-Atlantique. Rapport B.R.G.M., n° 73 SGN 237 BPL.
- CLÉMENT J.-P. (1974) — Carrières et gisements de graves pliocènes dans la région de Blain (Loire-Atlantique). Rapport B.R.G.M. n° 74 SGN 050 BPL.
- COGNÉ J. (1960) — Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale. Le domaine de l'anticlinal de Cournouaille. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 19, 382 p.
- DAVY L. (1889) — Étude du métamorphisme aux environs de Nozay (Loire-Inférieure). *Bull. Soc. d'Et. sci. Angers*, nlle s., p. 193-212.
- DELAGE (1876) — Profil géologique du chemin de fer de Rennes à Redon. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), t. IV, p. 226-230.
- DEMAY A. (1951) — Sur le métamorphisme régional du Paléozoïque dans l'anticlinal de Lanvaux, en Armorique méridionale, et sur l'âge du granite de Lanvaux. *C.R. Acad. Sci.*, Paris. t. 233, p. 1636-1638.
- DEMAY A. (1952) — Sur le métamorphisme régional du Paléozoïque dans la région comprise entre Caden, Saint-Gildas-des-Bois et Nort, en Armorique méridionale. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 234, p. 448-450.
- DENIZOT G. (1922) — Sur deux gisements tertiaires de l'Ouest de la France : Saint-Jean-la-Poterie et Landéan. *Ass. Fr. Av. Sc. Rouen*, p. 491-492.
- DÉPAGNE J. (1970) — Ressources en eau des alluvions de la Vilaine. Projet de programme d'étude. Rapport inédit B.R.G.M. (sans numéro).
- DÉPAGNE J. (1971) — Sables et graviers du bassin de la Vilaine. Rapport B.R.G.M., n° 71 SGN 380 BPL.
- DÉPAGNE J. et LIMASSET J.-C. (1975) — Ressources du sous-sol de l'Ille-et-Vilaine. Rapport B.R.G.M., n° 75 SGN 247 BPL.
- DEVISMES P. (1978) — Atlas photographique des minéraux d'alluvions. *Mém. B.R.G.M.*, n° 95.
- DURAND S. *et al.* (1977) — Bretagne. Guide géologique régional, Masson édit., Paris.

- DURAND S. et KERFOURN M.-T. (1961) — Étude des sédiments plio-quadernaires du Val de Vilaine aux environs de Redon (I-et-V). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, nlle série, fasc. 1 et 2, p. 103-104.
- DURAND S. (1981) — Redonien. *In* : Les étages français et leurs stratotypes. *Mém. B.R.G.M.*, n° 109, coord. C. Cavelier et J. Roger.
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1967) — Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain. Argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires. Thèse doc. ès Sc., Rennes.
- FAURE P. (1979) — Les grès à rutile et zircon du Massif armoricain. *Chron. Rech. min.*, n° 451, p. 5-44.
- FAURE-MURET A. (1943) — L'âge du granite de Lanvaux. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 217, p. 607-609.
- FAURE-MURET A. (1944) — L'anticlinal de Lanvaux (Bretagne méridionale). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), t. XIV, p. 279-306.
- GOURDEN R. (1958) — Étude géologique du synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes au Nord de Redon, entre les vallées du Canut à l'Est et de l'Oust à l'Ouest. D.E.S., Rennes, 30 p.
- GUIGUES J., HERROUIN Y., LIMASSET J.-C. (1975) — Gisements de sables et graviers exploitables du Morbihan. Rapport B.R.G.M., n° 75 SGN 065 BPL.
- HELIGON J. (1909) — Les potiers de Rieux. *Revue morbihannaise*, n° 1, p. 37-136.
- HERPIN R. (1910) — Note sur les argiles mio-pliocènes de Saint-Jean-la-Poterie. *Bull. Soc. polymathique Morbihan*, fasc. 1, p. 41-42.
- HERROUIN Y. (1970) — Ardoisières du Morbihan. Rapport B.R.G.M., n° 70 SGN 250 BPL.
- HORON O., BRUNEL L., PETOT J. (1962) — Étude préliminaire du secteur de Renac (Ille-et-Vilaine). Mise au point des recherches effectuées sur le P.E.R. pour fer. Rapport B.R.G.M., n° DS 63 A 08.
- JEGOUZO P. (1973) — Étude pétrographique et structurale des schistes cristallins et granites en Basse-Vilaine. Thèse, Rennes, 93 p.
- KERFORNE F. (1910) — Note sur un filon aurifère situé à Beslé (Loire-Inférieure). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, p. 224-225.
- KERFORNE F. (1911) — Société des Mines de la Chapelle-Saint-Mélaine (Ille-et-Vilaine). Notice datée du 27 novembre 1911. Behon-Rault imp., Rennes.
- KERFORNE F. (1912) — Sur un faciès argileux de l'Ordovicien inférieur en Bretagne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 154, p. 1648-1650.

- KERFORNE F. (1919) — Étude tectonique de la région silurienne du Sud de Rennes (nappe de la Vilaine). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 139, t. XXIII, p. 125-162.
- KERFORNE F. (1921) — Sur la mine d'or de Beslé (Loire-Inférieure). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, t. II, spécial, p. 177-181.
- KERFORNE F. (1922) — Les gisements minéralisés de la Chapelle-Saint-Mélaine (Ille-et-Vilaine). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, t. III, (1), p. 23-29.
- KERFORNE F. (1922) — Étude stratigraphique et tectonique de la région de Renac (Ille-et-Vilaine). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, t. III, (2), p. 151-163.
- LAURIAT-RAGE A. (1978) — Les bivalves (*Astartidae* et autres groupes) du Redonien. Signification stratigraphique et paléo-biogéographique. Thèse, doc. Sc. n., Paris VI.
- LE CORRE C. (1978) — Approche quantitative des processus synschisteux ; l'exemple du segment hercynien de Bretagne centrale. Thèse, Rennes, 381 p.
- LUCAS G. (1949) — L'Arenig des environs de Candé. Les schistes et arkoses de Bains. *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, p. 200-201.
- MACHAIRAS G. (1971) — Formation de phosphorites à éléments rares par remplacement de fossiles, en Bretagne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 272, série D, p. 2753-2755.
- MAILLET P., PIVETTE B., CHAUVEL J.-J. (1977) — Données nouvelles sur les volcanites du synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire (Massif armoricain). Réunion ann. Sci. Terre, Rennes, p. 326.
- MAILLOT R. (1962) — Note préliminaire sur le gisement de fer de Saint-Gildas-des-Bois (Loire-Atlantique). Rapport B.R.G.M., n° DS 62 A 75.
- MARGEREL J.-P. (1968) — Les formations du Redonien. Thèse doc. ès Sc., Nantes.
- MILON Y. (1929) — Présence de la glauconie dans les sables pliocènes de Bretagne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 189, p. 1 004-1 006.
- MORZADÉC-KERFOURN M.-T. (1974) — Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. *Mém. Soc. géol. minéral. Bret.*, n° 17, Rennes.
- MULOT B. (1969) — Inventaire des gisements de grès à zircon et rutile de la Bretagne de la Basse-Normandie et des Pays de la Loire. Rapport B.R.G.M. inédit.
- PIERROT R., CHAURIS L., LAFORÊT C., PILLARD F. (1980) — Inventaire minéralogique de la France. Le Morbihan. 315 p., 58 croquis de localisation, Ed. B.R.G.M.

- PIVETTE B. (1978) — Le synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire (Massif armoricain) : sa place dans l'évolution géodynamique de la Bretagne méridionale au Paléozoïque. Thèse, Rennes, 108 p.
- PRUVOST P. (1959) — Le Cambrien du Massif armoricain. *Ann. Hébert et Haug*, t. IX, p. 5-10.
- PUZENAT L. (1939) — La sidérurgie armoricaine. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, t. IV, 399 p.
- TALBO H. (1975) — Recherches d'eau souterraine dans les roches granitiques. Rapport B.R.G.M., n° 75 SGN 298 BPL.
- VIDAL P. (1972) — L'axe granitique de Moëlan-Lanvaux (Sud du Massif armoricain) : mise en évidence par la méthode Rb-Sr, de trois épisodes de plutonisme pendant le Paléozoïque inférieur. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, C, IV, 2, p. 75-89.
- VIDAL P. (1973) — Premières données géochronologiques sur les granites hercyniens du Sud du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. IX, n° 3-4, p. 239-245.
- VIDAL P. (1980) — L'évolution polyorogénique du Massif armoricain : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 21, 162 p., Rennes.
- WÉBER C. (1967) — Le prolongement oriental des granites de Lanvaux d'après la gravimétrie et l'aéromagnétisme. *Mém. B.R.G.M.*, n° 52, p. 83-90.
- WÉBER C. et LORNE J. (1966) — Le socle anté-permien dans la bordure sud-ouest du Bassin parisien. Essai d'interprétation par les méthodes géophysiques. *Bull. B.R.G.M.*, n° 1, p. 67-85.

Bibliographie archéologique sommaire

- Archéologie en Bretagne : spécial Namnètes, n° 19, 1978, Univ. Bret. Occid., D.A.H.B.
- Carte de la Gaule à 1/800 000 en 2 feuilles, 1869.
- DAVY L. (1913) — Étude des scories de forges anciennes éparses sur le sol de l'Anjou, de la Bretagne et de la Mayenne, pour servir à l'histoire de la métallurgie. *Bull. Soc. Indust. minér.*, p. 397-579.
- GIOT P.-R., L'HELGOUACH J., MONNIER J.-L. (1979) — Préhistoire de la Bretagne. Ouest-France Université édit., Rennes, 444 p.
- LE CLER G. (1973) — En Morbihan gallo... Allaire. Nlle éd., Simon imp. Rennes, 208 p.

Travaux et organismes consultés

A. ALLON, J.-R. BOURHIS, J. BRIARD, L. BRUNEL, C. CAVELIER, J. CHANTRAINE, J.-J. CHATEAUNEUF, J.-J. CHAUVEL, G. FARJANEL, P.-R. GIOT, B. GUÉRANGÉ, Y. HERROUIN, V. JOHAN, O. LIMASSET, J. LE MÉTOUR, C.-T. LE ROUX, J. L'HELGOUACH, C. MONCIARDINI, F. PARIS, B. PIVETTE, J. PLAINE, B. RICKARDS, J. ROGER, R. SANQUER.

S.G.R. Pays-de-la-Loire, ONF Nantes, Division minière Vendée-Bretagne.

Cartes géologiques de la France à 1/80 000

Feuille *Redon* :

1^{re} édition (1890) par C. BARROIS et L. BOCHET

2^e édition (1938) par C. BARROIS et P. PRUVOST

3^e édition (1964) par C. BARROIS et P. PRUVOST

Feuille *Saint-Nazaire* :

1^{re} édition (1897) par C. BARROIS

2^e édition (1949) par C. BARROIS et G. WATERLOT

Cartes géologiques de la France à 1/50 000

Feuille *Malestroit* :

1^{re} édition (1981) par J. PLAINE *et al.*

Feuille *Questembert* :

1^{re} édition (1983) par J. PLAINE *et al.*

Feuille *la Roche-Bernard* :

1^{re} édition (1975) par C. AUDREN *et al.*

Feuille *Angers* :

1^{re} édition (1976) par P. CAVET *et al.*

Feuille *Chalonnnes-sur-Loire* :

1^{re} édition (1970) par P. CAVET *et al.*

Feuille *Ancenis* :

1^{re} édition (1978) par P. CAVET *et al.*

Cartes thématiques

Atlas des tourbières françaises (1949). Direction des Mines, Paris.

Cartes gravimétriques à 1/80 000 : feuilles Redon (90), Saint-Nazaire (104), B.R.G.M. édit.

Cartes magnétiques à 1/50 000, SAPA, mission Anjou, feuilles A et B (1960).

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000, feuille Nantes (1979), coordination de J. MÉLOUX.

Cartes géologiques anciennes

Carte géologique de la Loire Inférieure (1861) par CAILLIAUX.

Carte géologique du département d'Ille-et-Vilaine (1866) par DUROCHER, LORIEUX et MASSIEU.

Carte géologique du Morbihan (1850) par T. LORIEUX et E. DE FOURCY.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

Le dossier cartographique comprenant des cartes d'affleurements, des coupes détaillées, des documents photographiques, ... est déposé au Secrétariat de la Carte géologique à Orléans. Les échantillons pétrographiques et les lames minces étudiées, ainsi que la faune récoltée sont conservés dans les locaux du B.R.G.M., avenue de Concyr, 45100 Orléans. La banque des données du sous-sol du B.R.G.M. détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille. Les documents peuvent être consultés :

- pour le département de la Loire-Atlantique, au S.G.R. Pays de Loire, 10, rue Henri-Picherit, 44300 Nantes ;
- pour les départements du Morbihan et de l'Ille-et-Vilaine, au S.G.R. Bretagne, 14, avenue du Sergent-Maginot, 35100 Rennes ;
- ou encore au B.R.G.M., 191, rue de Vaugirard, 75015 Paris.

Le Muséum d'Histoire naturelle de Nantes, 12, rue Voltaire, présente de très belles collections régionales de minéraux, de fossiles et de roches ; un seul échantillon concerne Redon, il porte l'étiquette « Schiste rouge de Saint-Perreux à *Scolithus lineari* ».

Le Musée de Bretagne, quai Emile Zola, à Rennes présente surtout de très beaux ensembles archéologiques, de même que le Musée archéologique de Nantes, rue de la Rosière-d'Artois.

Le Musée des Arts et Traditions des Pays Blinois, à Blain (Loire-Atlantique) présente une salle d'archéologie locale, concernant la région de Blain et, en particulier, la forêt du Gâvre.

AUTEURS DE LA NOTICE

La participation des différents collaborateurs à la rédaction de cette notice est définie comme suit :

- introduction, formations du Protérozoïque, du Paléozoïque, roches métamorphiques, volcaniques, plutoniques et filoniennes, phénomènes géologiques, ressources minérales et carrières, documentation complémentaire : F. TRAUTMANN, d'après les travaux de B. PIVETTE pour la partie occidentale du synclinoorium de Saint-Georges-sur-Loire ;
- formations tertiaires et quaternaires : J. FOURNIGUET (B.R.G.M.) ;
- hydrogéologie : F. TRAUTMANN (B.R.G.M.).

ANNEXE

ANALYSES CHIMIQUES

ÉLÉMENTS MAJEURS (en % d'oxydes)

N° d'ordre	1	2	3	4	5	6	7	8	9
N° analyse	3094	3096	3097	3099	3095	3098	3100	1609	3501
SiO ₂	77,5	79,1	78,5	78,0	83,3	81,5	85,2	68,27	50,67
Al ₂ O ₃	11,35	10,32	11,55	11,38	8,86	9,23	7,47	15,25	15,22
Fe ₂ O ₃ (fer total)	0,52	0,87	1,02	1,16	0,75	0,65	0,56	3,52	11,05
MnO	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,02	0,19
MgO	0,17	0,14	0,16	0,07	0,10	0,10	0,05	0,70	4,94
CaO	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	1,74	6,10
Na ₂ O	0,82	0,99	1,56	1,02	1,73	0,98	0,64	4,01	5,63
K ₂ O	8,06	7,51	7,24	7,89	5,32	6,10	5,65	3,26	0,04
TiO ₂	< 0,05	< 0,05	0,08	0,06	< 0,05	0,06	< 0,05	0,53	1,92
P ₂ O ₅	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	0,12	0,29
Paf	0,50	0,65	0,55	0,64	0,42	0,39	0,70	1,85	2,42
TOTAL	98,98	99,58	100,66	100,22	100,39	98,91	100,23	99,27	98,47
FeO/MgO	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	2,02

Analystes (*) : analyses 1 à 7 : F. Vidal et J. Cornichet ; analyse 8 : H. Martin ; analyse 9 : M. Carpenter.

N.D. : non déterminé

(*) Laboratoire de Géochimie-Géochronologie du Centre armoricain d'Étude structurale des Socles, Institut de Géologie de Rennes.

ÉLÉMENTS TRACES (en ppm)

N° d'ordre	9
N° analyse	3501
Ti	115,10
Zr	176,6
Y	42,5
V	285
Cr	152
Co	31
Ni	19
Rb	1,1
Sr	237
Nb	< 5

1 : Rhyolite - La Herviaie, NE de Saint-Gildas-des-Bois ;
 2 : Rhyolite - Couscouville, NW de Guenrouët ; 3 : Rhyolite - Les Bellions, E de Rieux ; 4 : Rhyolite - Bourg de Rieux ; 5 : Rhyolite - Launay, N, NE de Saint-Gildas-des-Bois ; 6 : Rhyolite - Bourg de Rieux ; 7 : Rhyolite - Château d'eau, W de Rieux ; 8 : Quartz-kératophyre - La Haute Abbaye, N de Fégréac ; 9 : Dolérite albique - Bel Air, NE de Fégréac.

COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES

N° d'archivage SGN	Coordonnées Lambert			Prof. en m	Z toit des formations, arrondi au mètre	Coupe sommaire	Stratigraphie
	X	Y	Z (arrondi au mètre)				
419-1-1	267,85	304,08	+ 5	6	+ 5	Schistes altérés	St-Perreux
419-1-2	267,75	303,75	+ 4	20,25	+ 4 + 1 - 5	Remblais Argile et tourbe Schistes	Quaternaire St-Perreux
419-1-3	268,05	303,60	+ 3	30	+ 3 - 6 - 16 - 16,5	Remblais Argiles Sable argileux Schistes argileux	Quaternaire Post-Pliocène St Perreux
419-1-4	267,30	303,45	+ 8	30	+ 8 - 3 - 13	Argile, sable, blocs Vase coquillière Sable ferrugineux, graviers, argile jaune Schistes altérés	Quaternaire Flandrien Pliocène St Perreux
419-1-5	267,25	304,45	+ 45	8,9	+ 45 + 42	Limon et sable rouge Grès rouge et schistes gris	Pliocène Grès de Redon

419-1-6	267,66	307,82	+ 32	18	+ 32	Schistes argileux bariolés	Groupe de Bains
419-1-7	267,62	307,82	+ 35	18	+ 35	Schistes argileux à filonnets de quartz	Groupe de Bains
419-1-8	267,50	307,72	+ 30	15	+ 30	Schistes argileux plissés et altérés	Groupe de Bains
419-1-27	267,37	301,35	+ 4	207,10	+ 4 - 9 - 14	Argile noire et tourbe Sable et galets Alternance de schistes et de quartzites	Quaternaire Pliocène Paléozoïque indifférencié
419-1-28	267,8	303,8	+ 7	12	+ 7 + 5 + 2 - 6	Remblai Vase tourbeuse Sable, galets, argile Schistes altérés	Flandrien Post-Pliocène St Perreux
419-1-29	266,55	302,40	+ 4	13,35	+ 4 - 9 - 11	Vase Sable, galets, vase Schistes et grès	Flandrien Post-Pliocène Grès de Redon ?
419-1-35	267,35	302,65	+ 3	15,8	+ 3 - 12	Argile grise sableuse Sable et graviers	Flandrien Post-Pliocène

N° d'archivage SGN	Coordonnées Lambert			Prof. en m	Z toit des formations arrondi au mètre	Coupe sommaire	Stratigraphie
	X	Y	Z (arrondi au mètre)				
419-1-36	267,6	303,4	+ 5	17,5	+ 5 + 4 0	Remblai Sable argileux et graviers Schistes altérés	Quaternaire St Perreux
419-1-37	264,47	305,16	+ 3	15,6	+ 3 - 5 -13	Argile, vase tourbe Graviers Schistes	Flandrien Post-Pliocène St Perreux
419-1-38	266,55	306,75	+ 8	15	+ 8 + 5	Remblai Schiste ardoisier gris-bleu	Llanvirnien - Llandeilien
419-1-39	265,22	302,10	+ 45	22	+ 45 + 43 + 42,7 + 23	Argile sableuse Argile sableuse Sable jaune-rouge graveleux à la base Grès blanc	Remblai Redonien Arénigien

419-1-40	265,15	302,07	+ 40	15,2	+ 40 + 38 + 24,8	Remblai Sable jaune-roux Grès dur	Redonien Arénigien
419-1-41	265,15	302,85	+ 32,5	25	+ 32,5 + 31,6 + 21 + 7,5	Sol argileux Argile grise sableuse carbonatée Sable jaune-rouge grossier vers la base Niveau dur	Redonien Arénigien ?
419-1-42	265,10	302,65	+ 39	19	+ 39 + 38,7 + 28,4 + 20,4	Remblai Argile marneuse Sable ocre-jaune Grès dur	Redonien Arénigien
419-2-1	274,02	303,15	+ 75	27,01	+ 75 + 48,5	Puits maçonné Grès gris-bleu recristallisé	Quartzites culminants
419-2-2	269,20	307,10	+ 30	11	+ 30 + 26	Schistes altérés Schistes gris- rouge	Llanvirnien-Llandeilien
419-2-4	269,05	302,60	+ 15	10	+ 15 + 11,5	Schistes verdâtres Schistes bleuâtres	Quaternaire Flandrien St-Perreux
419-2-5	271,70	303,85	+ 65	30	+ 65 + 60	Argile blanche Grès	Grès de Redon

N° d'archivage SGN	Coordonnées Lambert			Prof. en m	Z toit des formations arrondi au mètre	Coupe sommaire	Stratigraphie
	X	Y	Z (arrondi au mètre)				
419-2-6	269,41	300,38	+ 19	9,5	+ 19 + 10	Argile rouge, sable brun à galets Schistes gris	Pliocène St Perreux
419-2-9	271,72	304,18	+ 63	14,9	+ 63	Grès gris et argile blanche	Grès de Redon
419-2-11	269,65	307,95	+ 55	13	+ 55	Schistes jaunes, verts micacés, passées arkosiques	Groupe de Bains
419-2-16	275,12	303,52	+ 65	1,4	+ 65 + 64	Limon ocre Grès altéré jaune	Grès de Redon
419-2-17	268,85	302,50	+ 3	4,6	+ 3 + 2 - 1 - 1,5	Argile Tourbe Argile d'altération Schistes	Quaternaire Flandrien St Perreux
419-3-1	276,20	306,65	+ 10	11,2	+ 10 + 6	Schistes altérés Schistes à passées argileuses	Lianvirnien — Llandeilien

419-4-2	288,85	302,30	+ 45	110,5	+ 45 + 42 - 57	Argile, graviers, sable Alternances de grès et de schistes Calcaire ?	Quaternaire Groupe de Bains
419-4-3	285,15	307,70	+ 20	0,5	+ 20 + 19,5	Argile Schiste altéré	Schistes de la Haillerais
419-5-1	263,55	292,05	+ 45	50	+ 45	Schistes noirs	Briovérien
419-5-2	264,65	296,30	+ 5	16	+ 5 - 10 - 10,5	Vase à débris végétaux Sable argilo- graveleux Sable graveleux et galets	Flandrien Post-Pliocène
419-5-3 à 8	(267)	(298)	+ 3	27	+ 3 + 1 - 14 - 19	Terre, remblai Vase bleue, tourbe Sable et galets Schistes altérés	Flandrien Post-Pliocène Silurien
419-5-9	266,30	295,42	+ 2,5	10	+ 2,5 - 6,5 - 6,7	Argile, tourbe, graviers Galets rouges Schistes	Flandrien Post-Pliocène Silurien

N° d'archivage S.G.N.	Coordonnées Lambert			Prof. en m	Z toit des formations, arrondi au mètre	Coupe sommaire	Stratigraphie
	X	Y	Z (arrondi au mètre)				
419-5-10	266,8	295,2	+ 2,5	10,8	+ 2,5 - 4,5 - 8	Argile, tourbe Sable argileux, graviers Schistes	Flandrien Post-Pliocène Silurien
419-5-11	267,1	295,2	+ 2,5	9,6	+ 2,5 - 4,5 - 6,5	Argile, tourbe Argile blanche, graviers, sable Schistes	Flandrien Post-Pliocène Silurien
419-5-12	267,4	295,2	+ 2,5	12,3	+ 2,5 - 2 - 9	Argile, tourbe Argile, sable, graviers Schistes	Flandrien Post-Pliocène Silurien
419-5-13	267,7	295,8	+ 3	13	+ 3 - 2	Argile, tourbe Sable, graviers, argile	Flandrien Post-Pliocène
419-5-14 et 15	(267,1)	(295,9)	+ 3	18	+ 3 - 6 - 13	Argile, tourbe Sable, graviers, argile Argile verte (schistes altérés)	Flandrien Post-Pliocène Silurien

419-5-16	267,8	296	+ 3	9,3	+ 3	Argile verte	Flandrien
419-5-17	267,75	296,3	+ 2,5	16,6	+ 2,5 - 8,5 - 11,5	Argile Sable fin, graviers Schistes altérés	Flandrien Post-Pliocène Silurien
419-5-18	267,5	296,4	+ 3	12	+ 3 - 7 - 8,5	Argile, tourbe Sable argileux, graviers Schistes	Flandrien Post-Pliocène Silurien
419-5-19	267,2	296,5	+ 3	8	+ 3	Argile, tourbe	Flandrien
419-5-20	266,9	296,6	+ 4	13,3	+ 4 - 5 - 8	Argile, tourbe Argile, sable, galets Schistes	Flandrien Post-Pliocène Silurien
419-5-31 à 36	266,4	294,2	+ 3	3,7	+ 3 + 0,5	Tourbe, argile Sable argileux	Flandrien Post-Pliocène
419-7-1	281,5	289,2	+ 40	5	+ 40 + 39,7 + 38,2	Remblai Argile grise sableuse Argile séricitique	Plio-Pléistocène Silurien

419-8-6	288,37	291,35	+ 46	5,3	+ 46 + 45,5 + 44,6	Argile sablo- graveleuse Sable argilo- graveleux Schiste séricitique	Plio-Pléistocène Silurien
419-8-7	288,35	290,87	+ 43	2	+ 43 + 42,8	Argile sablo- graveleuse Schiste séricitique	Plio-Pléistocène Silurien

